

地震

第 2 輯

第 5 卷 第 1 號

昭和 27 年

論 說

- 地震の空間分布に関する分布法則について……………友田好文… 1
13°-不連続面について……………岸本兆方… 7
地球核の物理的性質……………三木晴男…13
愛知県沿岸の年平均潮位の変化……………佐野浚一…19
伊勢湾北岸で実施した海岸水準測量……………佐野浚一…23

寄 書

- 簡単な地震観測用スターター……………友田好文…28
高感度地震計用スターターに就いて……………浅田 敏, 田 望…29
地震時報……………31
学会記事……………31

地震学会

地震学会々則

1. 本会は地震およびこれに関連する諸現象の研究並びにその應用に関する知識を交換、普及し震灾災防止に貢献することを目的とする。
2. 本会は地震学会と稱して、事務所を東京大学地球物理学教室におく。
3. 本会はその目的を達するため下記の事業を行う。
 - (i) 通常総会および臨時総会
 - (ii) 學術講演会
 - (iii) 會誌「地震」の發行
 - (iv) 其他必要なる事業通常総会は毎年必ず1回適當な時期に行い、臨時総会は委員5名以上あるいは會員30名以上の請求のあつた時に開く。
4. 本会々員は普通會員及び賛助會員とする。會員となろうとする者は會費1ヶ年分をそえて本会事務所へ申込みのものとする。
5. 地方あるいは特別の機関等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名、委員若干名をおく。
7. 委員長は本会を代表し、各委員は編輯、庶務、會計等の事務を分担し、そのために若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本会には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通會員の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし、再選をさまたげない。
10. 委員長及び委員の更迭期を1月とする。途中補欠として加つたものの任記は前任者の殘存期間とする。

附 則

1. 普通會員の會費は当分の間年300圓とし、委員によつて適宜変更することができる。
2. 會費年1口(1000圓)以上をおさめたものを賛助會員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。

委 員 (1952年3月選出)

委員長 萩原尊礼

委員 飯田波事(地質調) 萩原尊礼(東大) 早川正己(地質調) 西村英一(京大)
本多弘吉(東北大) 本間正作(地震観) 表俊一郎(東大) 和達清夫(中央気)
金井清(東大) 加藤愛雄(東北大) 河角広(東大) 吉山良一(九大)
高橋竜太郎(東大) 田治米鏡二(秋田大) 坪井忠二(東大) 中村左衛門太郎(熊大)
村内必典(科博) 井上宇胤(中央気) 松沢武雄(東大) 福富孝治(北大)
浅田敏(東大) 佐野浚一(名大) 佐々憲三(京大) 鷺坂清信(地震観)
岸上冬彦(東大) 宮村攝三(東大) 宮部直己(地理調) 水上武(東大)
広野卓藏(中央気) 末広重二(中央気) 鈴木次郎(東北大) [イロハ順]

庶務係幹事 表俊一郎・笠原慶一・松本利松

會計係幹事 井上宇胤・広野卓藏・山口弘次

編輯係幹事 宮村攝三・金井清・島津康男

編輯委員会委員 飯田波事・本多弘吉・和達清夫・金井清・河角広・坪井忠二
井上宇胤・松沢武雄・佐々憲三・宮部直己 [イロハ順]

顧問 中村左衛門太郎・北沢五郎

地震の空間分布に関する分布法則について

東京大学理学部地球物理学教室 友 田 好 文

(昭和 26 年 7 月 31 日受理)

On the Space Distribution Law of Earthquake Epicentre.

Yoshifumi TOMODA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University

(Received July 31, 1951)

The distribution of space distance of successive earthquake epicentres (S) was studied by three methods shown in Fig. 1—3.

It was found empirically that the distribution of S obeys the formula

$$f(S) = kS^{-q}$$

where k and q are constants.

This distribution has the same form as that of maximum amplitude or time interval of successive earthquakes.

By analogy with the distribution of colloidal particles in a field of force, it is suggested that earthquakes occur in the field of logarithmic stress, which is generated if an infinite plane is subjected to a load at a point.

§ 緒 論

地震の震央を記入した地図を見ると、それ等の震央は地球上に一樣に分布しているのではなくて、若干の特定の地域地域に極めて密集して存在している。この様な地震の場所的な分布の特異性のゆえに、之等の密集地帯に対して、地震帯という名前が与えられ、地球全体が多くの地震帯に分けられているのである。之等の地震帯の一つである日本及びその近傍についても、地震は決して一樣に起つているのではなくて、磐城沖、東京湾といったような所に群発しているのである。

すなわち、地震には若干の特定の地域地域に極めて密集して発生する空間的な続発性があるといえよう。之を確率の言葉で云うならば“或る一つの震央があつた場合、別の震央がこの近くにある確率が、遠くにある確率より極めて大きい”という事になる。すなわち、或る震央があつた場合、そこから空間的に S だけ離れた場所に次の震央がある確率 p を S の函数として表わした場合、 $p(S)$ は S の小さいところで大きく、 S の大きいところでは小さいという事である。そこで確率 $p(S)$ は S について果してどのような形で表わされるであろうか？

勿論、上に述べたような分布は数多くの地震が同時に発生して与えられるものではなく、10年なり20年なりの長い期間かゝつて分布したものであるから、確率を求め得たものとしても、それはその期間についての平均的なものである。依つてその期間中に母集団の形が余り変らず、

その母集団が時間と共に次第にその全貌を表わしたのであると考えなければ結果についての物理的意味がなくなる事はいうまでもない。

§ 用いた方法

渡辺慧〔理研彙報 16 (1936) 1083〕が地震の偶発性, 続発性, 週期性, についての議論に用いた方法と同様な方法が用いられた。

今或る震央から出発し, 空間的に S だけ離れた素片 dS の中に次の震央を見出す確率を

$$\mu dS \quad (1)$$

とする。此の確率は最後に遭遇した震央から, 今震央をさがしている地点までの空間的な量 S のみを予備知識として震央の存在を予想する故 μ は S のみの函数と考えられる。

$$\mu(S) dS \quad (2)$$

此の μ は既にわかっている震央の実際の統計から算出さるべきものである。それには既にわかっている震源の空間的な分布を調べなければいけない。

震源の空間的な分布を一應 2 次元の分布として考える。こう考えても, 時間的な分布が一次元の問題として取扱ひ得るのに対して取扱方法は面倒になる。2 次元の分布を調べる方法として次の 3 つの方法がとられた。

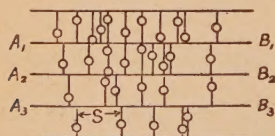


Fig. 1 The map dotted by epicentres was divided into a number of narrow strips by straight lines at equal intervals (A_i-B_i), and then these strips were cut through epicentres into fragments. The length of the fragment (S) was considered as representing the space distance and the distribution of S was studied.

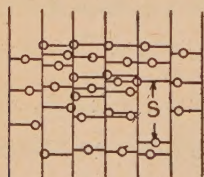


Fig. 2 Same operation as mentioned in Fig. 1 was applied, rotating the co-ordinates by $\pi/2$.

a) Fig. 1 に於て, \bigcirc は震央の分布を表わす。図のように等間隔の線 A_i-B_i を横に引いて地図を多くの細長い部分に分割する。この細長い部分の中で, 震央を通つて之を分割する線を引き, 分割線の間隔 S を以つて空間的へだたりを表わす量と考え S の分布をつくる。

b) a) と同様の操作を座標軸を 90° 廻転して行う。

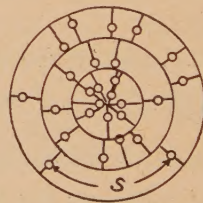


Fig. 3 The map was divided by concentric circles at equal intervals into ring shaped areas. Arc lengths between successive cuts were considered as representing the quantity S .

即ち先ず等間隔に縦に切り, 震央を通る分割線を横に入れ, 分割線の間隔 S を以つて空間的隔りを表わす量と考え S の分布をつくる。

c) 地震の密集地帯の中心と覺しき点を中心として, 等間隔に同心円を画く, 相隣つた同心

円によつて作られるドーナツ形の地域に於て, a), b), と同様に震央を通る分割線を引き, 相隣る分割線間の円弧の長さ S を以つて空間的隔りを表わす量と考え, S の分布をつくる.

a), b), c) の方法で得られた S についての三つの分布 $f_a(S); f_b(S); f_c(S)$ が略々同じであれば $(f_a(S) \div f_b(S) \div f_c(S))$ 之等の分布を切り方に依らないかなり一般的な空間的隔り S の分布, $f(S)$ であると云えよう.

さて $f(S)$ がわかれば, 空間的に S だけ無震地域があつて, 次の dS に地震が存在する確率は,

$$\mu(S)dS = -\frac{f(S)dS}{\int_S^{\infty} f(S)dS} = -d \log p \quad \left(p = \int_S^{\infty} f(S)dS \right) \quad (3)$$

で与えられる.

§ 実際の計算

実際の計算は, 1924~1935年の期間中, 地震研究所の観測網に依り決定された, 関東地方の震央 (Fig. 4) について行われた.

方法, a), b), c), に依つて得た S の分布を夫々 Fig. 8, 9, 10 に示す. 茲に S の分布は, 横軸に S の対数を取り, 縦軸には S の頻度の対数がとつてある.

この図から, S の分布は近似的に

$$f(S) = k_1 S^{-q} \quad (k_1, q \text{ は常数}) \quad (4)$$

で表される事が分かる. a), b), c), について計算した q の値を次表に示す.

a), b), c), 三つの中, c) のみは鬼怒川地域のみを対象にして求めたものであるが, 大体に於て $f_a(S), f_b(S), f_c(S)$ は同じである

	a	b	c
q	1.59 ± 0.09	1.54 ± 0.11	1.63 ± 0.16

と云えよう. 即ち, この分布を切り方に依らない, かなり一般的な空間分布であると考えてよからう. 地震動の振巾についての石本, 飯田の分布

$$f(a) = k_2 a^{-m} \quad (a, \text{振巾}; k_2, m \text{ は常数})$$

時間間隔についての分布

$$f(\tau) = k_3 \tau^{-p} \quad (\tau, \text{相次ぐ地震の時間間隔}; k_3, p \text{ は常数})$$

と空間分布が同じ形の分布法則に従うという事は極めて興味ある事である.

空間的続発性を表わす確率 $\mu(S)$ は (3), (4), に依り簡単に計算することができる.

$$\mu(S) = \frac{1}{k-1} S^{-1}$$

之は $\mu(S)$ が S についての双曲線で表わされる事であり, 極めて大きな空間的続発性がある事を示している.



Fig. 4 Distribution of epicentre in Kanto district observed by Earthquake Research Institute of Tokyo University in the year from 1924 to 1935.

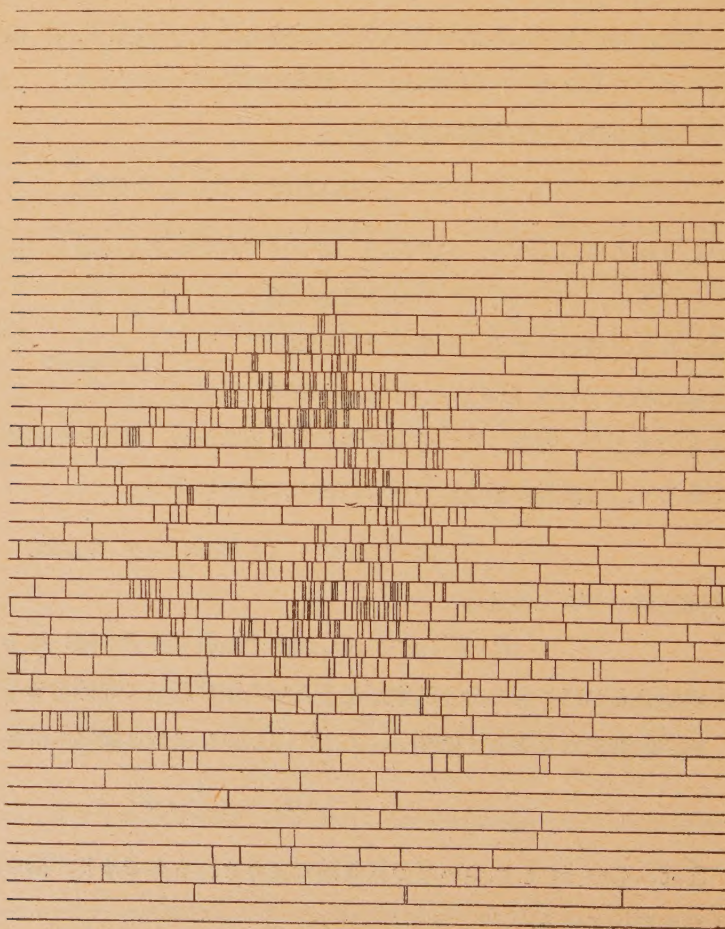


Fig. 5 Operation mentioned in Fig. 1 was really applied to the distribution of earthquake epicentres in Kanto district.

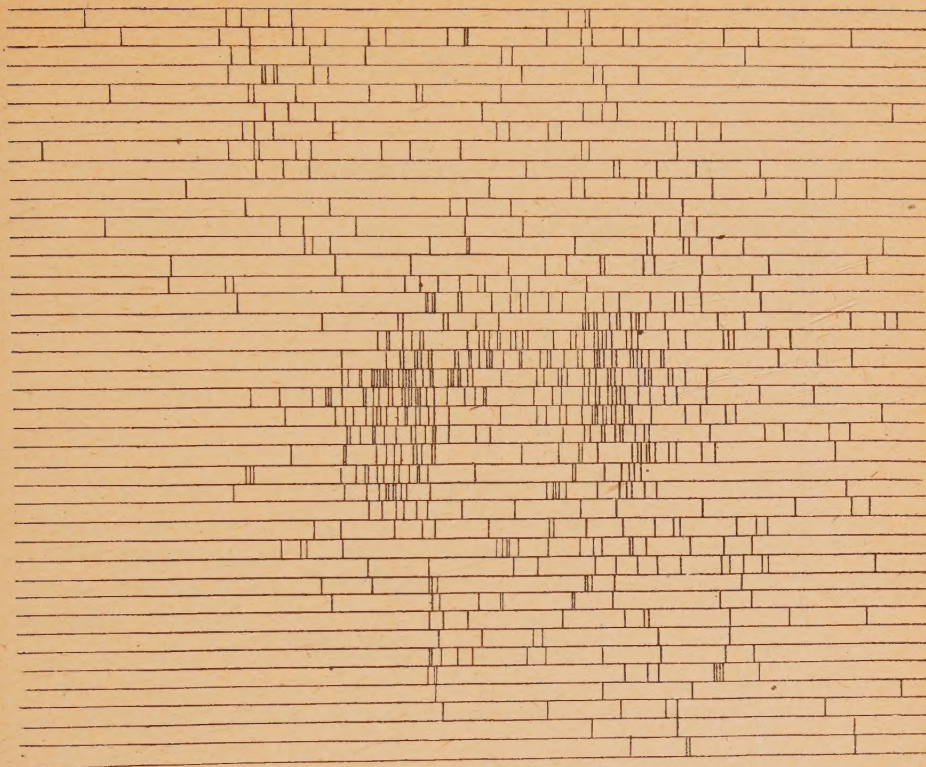


Fig. 6 Operation mentioned in Fig. 2 was really applied.

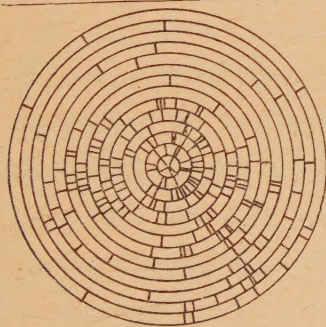


Fig. 7 Operation mentioned in Fig. 3 was really applied to Kinnugawa district only.

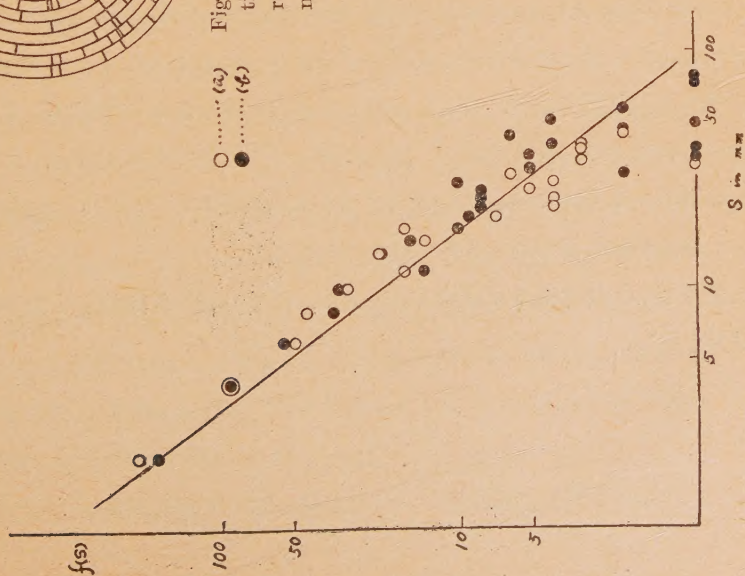
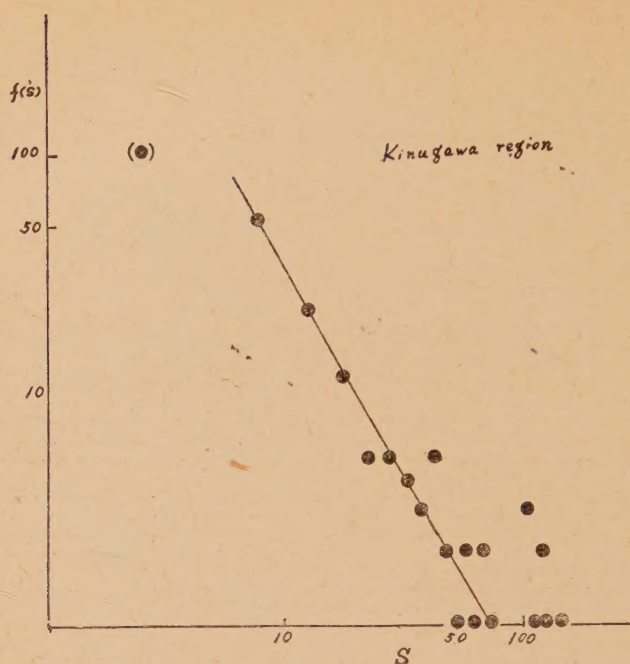


Fig. 8, 9 Frequency distribution of S obtained from Fig. 5 and 6 respectively.

Fig. 10 Distribution of S obtained from Fig. 7.

§ 結 び

外力の影響がない場合、コロイド粒子の分布に対して $\mu(S)$ が exponential の形をとる事は良く知られている事であり、分子の平均自由行程もやはり同様な型である。一方重力の場におけるコロイド粒子の分布はどうかというと、exponential の肩に重力の場がかゝつた分布になる。この事は理論的にも、又実験的にもよく確められた事実である。一般にある力の場の中の分布は、粒子間に相互作用がなければ、exponential の肩に場がかゝつた型によつて表わされる。このように考えると、上に述べた分布、即ち式(4)で表わされるような分布は logarithmic の場の中の粒子の分布と同じ型である。例えば真直ぐな線に電流をながした場合、そのまわりの電子の分布密度がそれである。我々の場合、地殻の或る一点に於て外力が働き、之がその点を中心として logarithmic の場を作り、その場の中で相互作用なしに random に地震が発生すると考えると、一應定性的な説明を得るのではないかと思う。

終りに、御閲読下さつた坪井先生に感謝すると共に、多くの貴重な議論をして下さつた鈴木次郎氏に篤く感謝したい。

13°-不連続面について

京大地球物理学教室 岸 本 兆 方

(昭和 26 年 8 月 20 日受理)

On a 13°- Discontinuity of the Earth's Mantle..

Yoshimichi KISHIMOTO

Geophysical Institute, Kyoto University.

(Received Aug. 20, 1951)

When the values of travel-time of seismic waves of an earthquake observed at many stations are plotted on the time distance diagram, the plotted points are usually scattered. To avoid this defect, the following method was tried; several time-distance diagrams for various earthquakes which occurred in the same or neighbouring region, were superposed as suitably as possible.

By this method, using the remarkable earthquakes during late 24 years, were ascertained not only the existence of the so-called 20°-discontinuity, but also revealed a 13°-discontinuity that will scarcely be recognized by other methods.

地震の走時曲線を用いて地下構造を論ずる際に、特別の場合を除いて、一般に現在の精度では個々の走時からではあまり詳しい議論は出来ない状態にある。但し最近では地震観測に於ける測時の精度向上の問題が熱心に採上げられているから、今後はずつと良くなる事と思う。しかし、過去に於いて発表された数多くの地震の走時資料は非常に貴重なものであつて、これを生かして将来の研究の助けにする事も必要である。その一つの試みとして次の研究を行つて見た。

上に述べた様に個々の地震からでは詳しい議論は出来ないので、走時曲線を用いて種々の議論をしようと思えば、どの様な方法を取るにせよ、とにかく統計的な方法を取らざるを得ないのであろう。今迄に発表されている走時表や走時曲線を作るに当つても多数の地震の走時の平均が与えられているわけであるし、又特に 1926 年以来 H. H. Turner, H. Jeffreys 等によつて爲された方法が代表的である。1926 年の Turner の論文¹⁾では 1913--1922 の地震が用いられており、1931 年の Jeffreys の論文²⁾では 1923--1927 の 85 個の地震が用いられている。これらは最小自乗法を適用しているが、その基準とする走時曲線として或る型を初めから与えて居り、且上記の地震は全世界にわたっているから地域差や異方性の議論は出来ない。その意味では 1937 年及び 1939 年の Jeffreys の論文^{3) 4)}ではドイツ地方の地震及び人工爆破 9 個を取扱っているが、地域差や異方性には触れてない。

以上の諸論文は、地震波速度及び地下構造についての詳細な研究であるが、今回爲されたも

のは次の諸点をその主な眼目としている。

1) 重ね合せられた走時の図から微細な不連続点を調べる事。2) 重ね合せに際し用いられる地震を狭い地域(例えば鹿島灘、日向灘の如き)に限定する事により、地域差並びに異方性の有無を調べる事。以上の二つである。そして 1) としては、既に云われている 20° 不連続面は当然として、13° 不連続面とも云うべきものが、走時図上の屈曲点としてかなりはつきり認められ、2) としては、それらの屈曲点の現われる震央距離が地域によつてやゝ異なる事、走時の図の形状が各地域によつて夫々或程度の特徴を示す事等が認められた。

資料、方法及び結果を次に述べる。

資料は気象要覽に記載されている、大正 15 年から昭和 24 年迄 (1926—1949) の期間の顯著地震であるが、これらの内、同一地域或は近接した地域に震源を持つ幾つかの地震の走時の図を最もよく合う様に重ね合わせる。この様な “Grouping” の手続をすると、出来た走時の図は、それらの内に含まれている誤差の大きい値は図の上ではまばらになり、正しい値は密集して自から一つの流れを示す様になる。この方法で作つた走時の図は、個々の地震のものに比べてすつとはつきりと、不連続点の所在を示す筈である。

この手続を次の 5 地域につき、下記の地震を用いて行つた、但し括弧内はその地震の発震年 (昭和) 月日を表わす。(第 1～5 図)

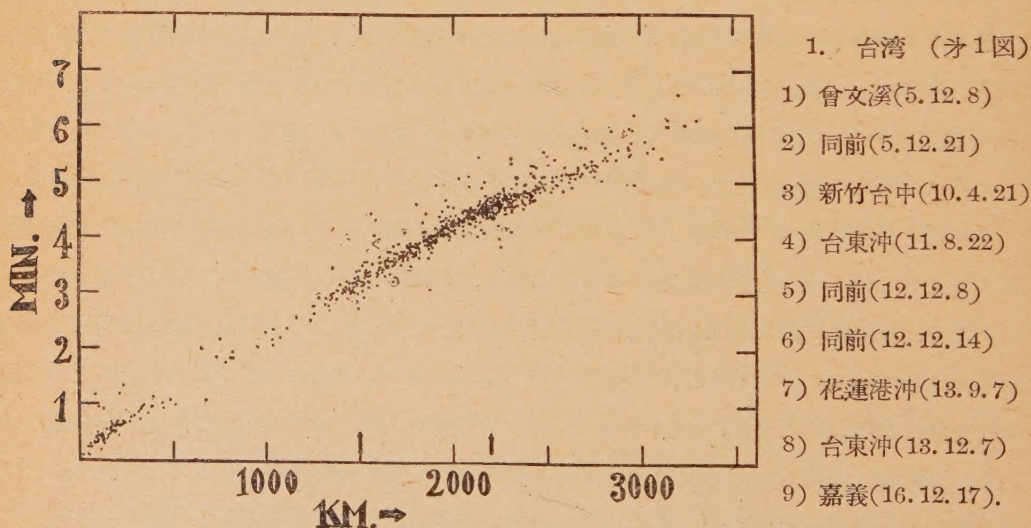


Fig. 1 Grouped time-distance diagram of 9 remarkable earthquakes occurred in the region of Formosa.

先ずこれら各地域の走時の図を眺めて見ると、台湾グループ (才 1 図) に於ては、震央距離 2200km (約 20°) に明らかな屈曲点があり、これは所謂 20° 不連続面に相当している。

日向灘グループ (才 2 図) は直線的で屈曲点は認められない。

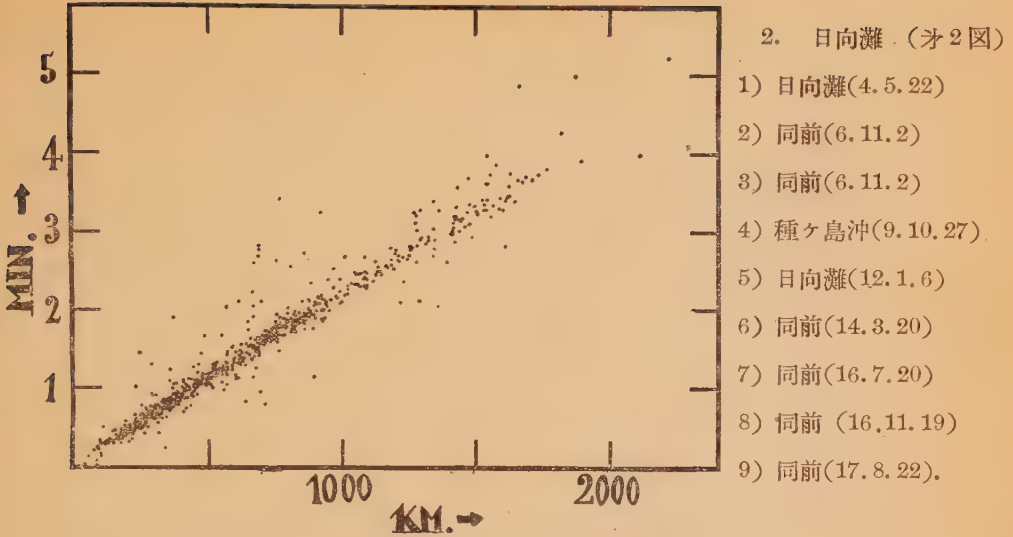


Fig. 2 Grouped time-distance diagram of 9 remarkable earthquakes occurred in the region of Hyūga Nada.

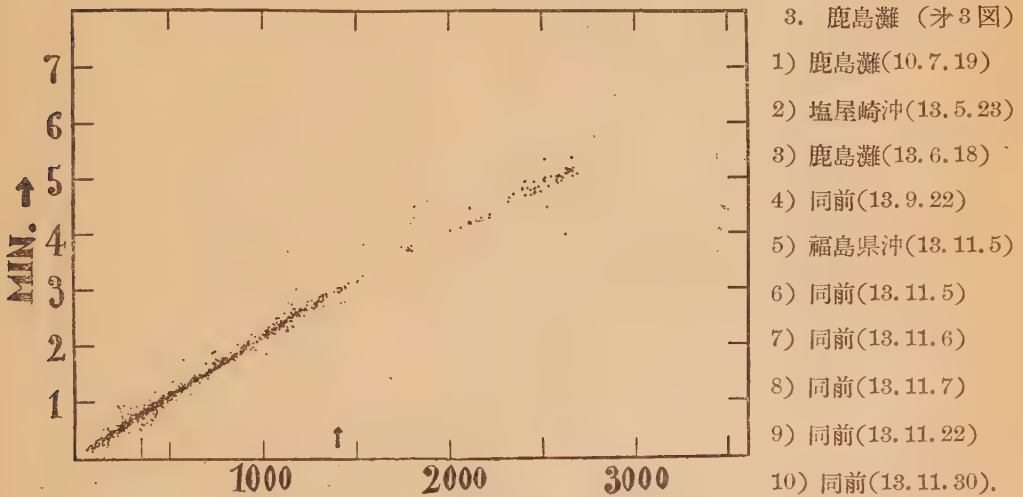


Fig. 3 Grouped time-distance diagram of 10 remarkable earthquakes occurred in the region of Kashima Nada.

鹿島灘グループ(才3図)に於ては、震央距離 1400 km (約 13°) にやゝ明らかな屈曲点がある様に見えるが、1400 km 以遠に観測点が極めて少ないのではつきりしない。この点を補うために後に述べる工夫が爲された。

北海道南沖グループ(才4図)は、鹿島灘グループに比べて曲率が大きい様である。屈曲点はあまり明かでないが震央距離 1250 km にある様である。

千島樺捉島グループ(才5図)に於ては、才3図と同じく震央距離 1400 km にやゝ明かな屈曲点が見られる。

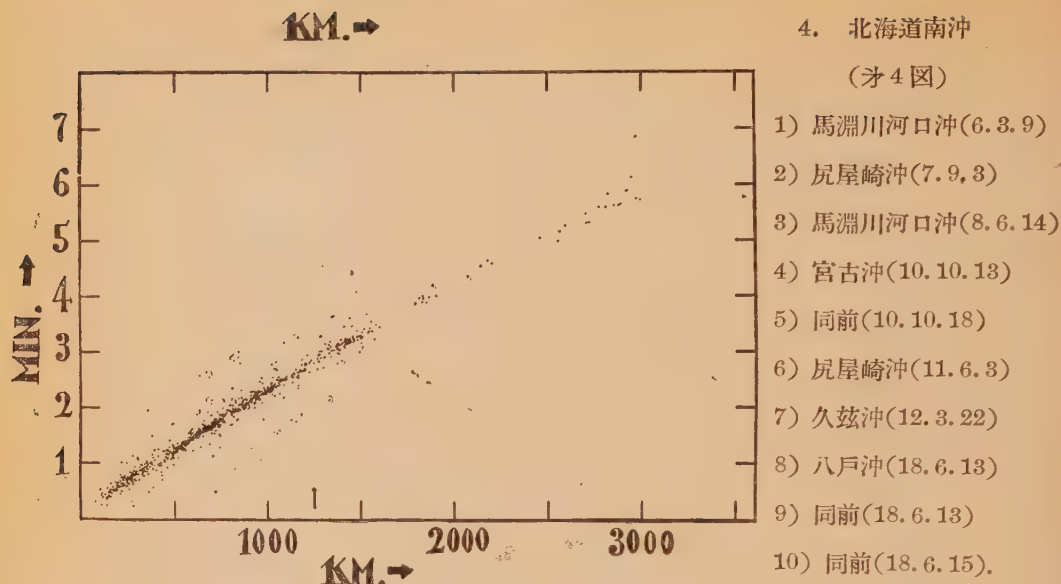


Fig. 4 Grouped time-distance diagram of 10 remarkable earthquakes occurred in the region of the southern sea off the coast of Hokkaido.

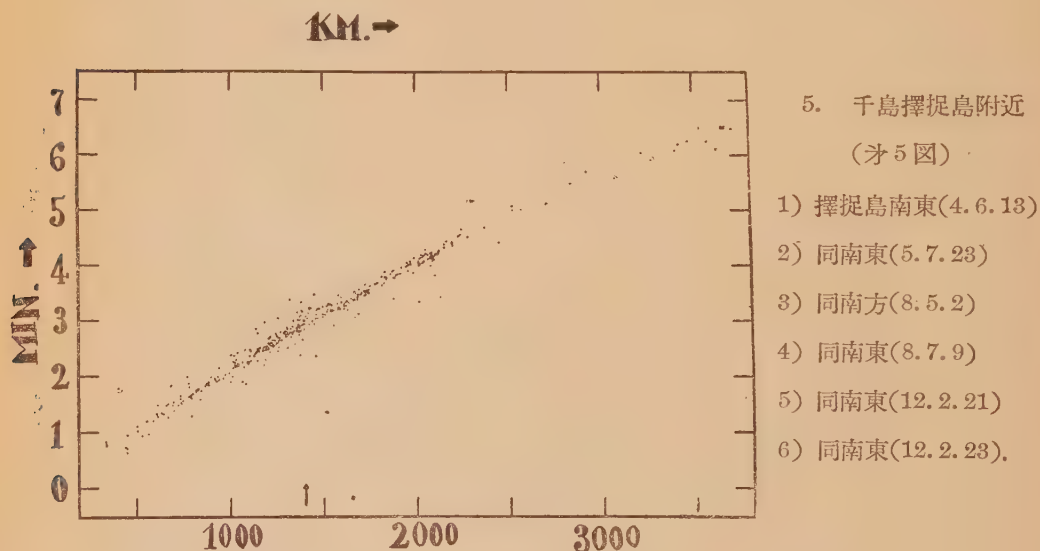


Fig. 5 Grouped time-distance diagram of 6 remarkable earthquakes occurred in the region off Etorō Island.

上の鹿島灘グループの説明に述べた如く、鹿島灘グループ(才3図)では後半部が、又台湾グループ(才1図)では前半部が、夫々海上のために観測点が極めて少なく、その部分の議論が出来ない。そこで次の工夫をする。

才1図と才2図を重ね合せ、又才3図、才4図、才5図を重ね合せる。日本を南北に大別すれば、前者(台湾+日向灘)は、或る意味では南半部から北へ進む地震波(P波)の走時の図を代表

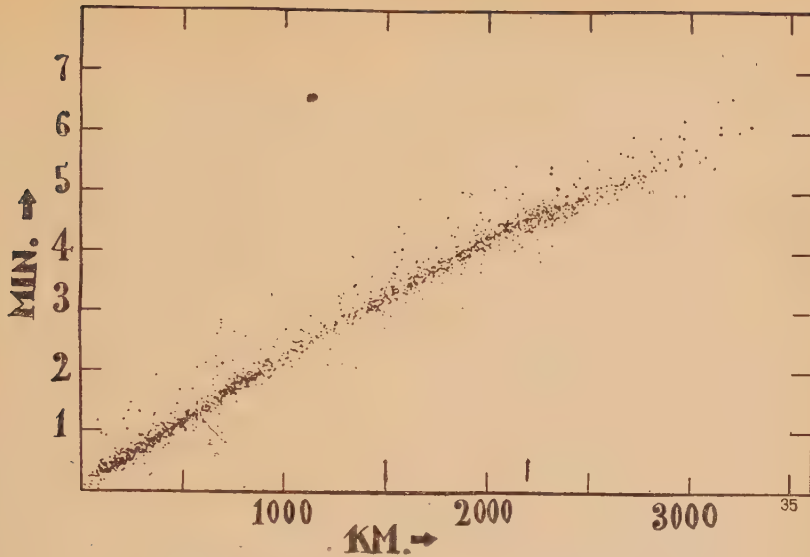


Fig. 6 Grouped time-distance diagram of 18 remarkable earthquakes occurred in the region of Formosa and Hyūga Nada.

し、後者(鹿島灘+北海道南沖+擇捉島)は同じく、北半部から南へ進む地震波(P波)の走時の図を代表していると云う事が出来る。

こうすれば、大体点が連続的に連なつた2枚の図が得られる、才6図は前者(台湾+日向灘)、才7図は後者(鹿島灘+北海道南沖+擇捉島)を示す。

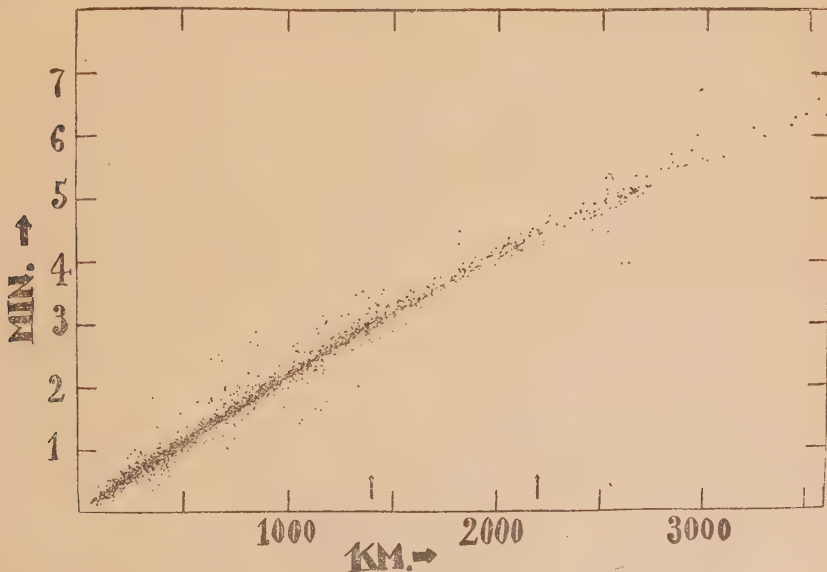


Fig. 7 Grouped time-distance diagram of 26 remarkable earthquakes occurred in the region of Kashima Nada, the southern sea off the coast of Hokkaido and off Etorō Island.

才6図に於ては、前述の20°不連続面に相当する屈曲点が尙明らかに認められる。この屈曲

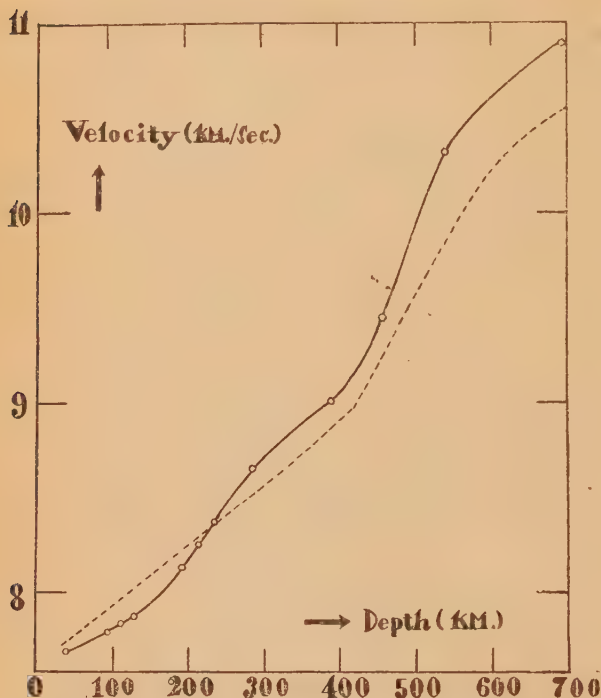


Fig. 8 Velocity distribution of P-wave in the Earth's mantle, obtained by Kishimoto (full-line); and by Jeffreys (broken-line).

点は才7図にもやゝ不明瞭ながら認められる。

才7図に於いては、前述の震央距離1400 km (約13°)の屈曲点が確かに存在している事がわかる。

これは、云はゞ13°不連続面とも云うべき不連続面の存在を示す様に思われる。

次に、才7図を用いて、Herglotz-Wiechertの方法によつて地球内部の地震波速度分布を求めて見る。才7図に最も確からしく目安で曲線を引いて、この曲線にHerglotz-Wiechertの方法を適用すれば才8図を得る。但し、計算に於いて除かるべきMohorovičić層の厚さを34 kmとし、震源の深さは34 km

即ち震源がMohorovičić層の最低部にあると仮定した。

この計算はごく大雑把なものであり、且点も十分に取られなかつたから、20°或は13°不連続面の深さなどと云う数値的な議論を直ちに才8図から云々する事は出来ない。只上の様に目安で最も確からしく引かれた走時曲線から得られる地球内部の地震波速度分布が、Jeffreysなどによつて得られた結果と如何なる関係にあるかを知らうとしたのである。

最後に、この問題について終始御指導を賜つた西村英一博士に厚く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) H. H. Turner, Revised Seismological Tables and the Earth's Liquid Core (M. N. R. A. S., Geophys. Suppl., 1, 1926, 425—446).
- 2) H. Jeffreys, the Revision of Seismological Tables (M. N. R. A. S., Geophys. Suppl., 2, 1931, 329—348).
- 3) H. Jeffreys, A Further Study of Near Earthquakes (M. N. R. A. S., Geophys. Suppl., 4, 1937, 196—225).
- 4) H. Jeffreys, Times of Transmission for Small Distances and Focal Depths (M. N. R. A. S., Geophys. Suppl., 4, 1939, 571—578).

地球核の物理的性質 (I)

京都大學地球物理學教室 三 木 晴 男

(昭和 27 年 1 月 1 日受理)

The Physical Properties of the Earth's Core. (I)

Haruo MIKI

Geophysical Institute, Kyoto University

(Received Jan. 1, 1952)

- 1) The theory of the internal constitution of the earth is explained historically as an introduction.
- 2) The question, "Is the earth's core Gas or Liquid?", is discussed and we get the conclusion that there are temperatures corresponding to atomic numbers, below which liquid state is stable and above them gaseous state is stable. We call these temperatures as critical temperatures. For example, the critical temperature corresponding to the atomic number 30 is $5000 \sim 7000^\circ\text{K}$ and is less than 2000°K if the atomic number does not exceed 20.

1. 概

概 地球物理学が対象とする自然現象は、副次的な影響と、複雑にからみ合っている。そのため、これ等の影響を除去するように、観測の条件、装置等を配慮することによつて、地球物理学の数多くの進歩が遂げられてきた。然るに、地球内部構造論は地球物理学の分野にありながら、地球の内部を通過してきた地震波の、地上に於ける観測記録以外には、何の手懸りもあたえられなかつたために、その発展を阻まれていた。従つて、1) 地震波の完全な走時曲線から、縦波、横波の速さを、深さの函数として求められる、2) 地球核内を横波は通過し難い、ということが分つてから、二十年間、地球物理学のこの領域に於ては、何らの本質的な附け加えもなされず、我々は、以上の2つから得られる結果と、他の地球物理学的測定より得られた、地球の大きさ、質量、慣性能率、有効剛性率、等から、地球の内部についての模索を続けてきたにすぎない。

例えば、地球内部の密度分布に関する Bullen の最も代表的な研究も、次式(1)に於て、才2項が無視出来る、という仮定をおいている。

$$(dP/dr) = (\partial P/\partial \rho)(\partial \rho/\partial r) + (\partial P/\partial T)(\partial T/\partial r) \quad (1)$$

P : 圧力 r : 中心からの距離 ρ : 密度 T : 温度

静水圧平衡が成立するとすれば、上の式は $-G\rho M(r)/r^2$

G : 万有引力常数, $M(r) = \int_0^r 4\pi r'^2 \rho(r') dr'$ に等しい。

$\partial P/\partial \rho = \Delta/\rho$, Δ : 体積弾性率, は地震波の速さから求められる。又, Grüneisen の状態の方

程式を仮定すれば, $\partial P/\partial T = 3R\gamma_a/V$, R : Rydberg 常数, γ_a : Grüneisen 常数

V : 物質 1 モル当りの体積, である.

ところが, 地球内部の温度の上限に就いての西武の研究¹⁾は, Bullen とは逆に, 才 1 項を無視する. 即ち, 深さと共に増す圧力の増大を, 温度の上昇によつてのみ補償すると考えても, さほど巨大な温度上昇を必要としないことを示し, 才 2 項が無視出来る項ではないとゆうことを再認識させると共に, 過去の研究に対し皮肉な一石を投じた.

実験の不足, 理論的洞察の欠除, に由来する学問のこのような状態は, 地震波の横波を通さない, 而も高密度の地球核の存在に対し, それが, ニッケルと鉄の熔融状態であろう, という常識的見解を流布させたに止まり, 何故, ニッケルと鉄でなければならぬか, 或は, 他のものであつては何故悪い, か, といつたような更に進んだ研究へは発展出来もしなかつた.

だが, 高压実験に於ける進歩は, 我々にも新しい知識をもたらした. 水素は 0.8×10^6 気圧で, 密度が 0.35 から 0.77 に飛躍的に増大し, metallic phase に転移する. 同じような現象が砒素, 錫, 燐, にもあることが分つてきた. 深さ 2900 km. に於ける密度の飛躍的増大を, この現象と結びつけて考えるならば, 地球核の構成物質として, 殊更に, 重い金属元素を考える必要はなくなる. この実験的事実を背景として, 地球核, 及びその内核の成因を, 才 1 次才 2 次の相変化に帰せしめる, 定性的ではあるが見事な説明を, Ramsey²⁾ があたえた.

地球は, 太陽系に属する一遊星であるが, 大質量の塊りであるといふことに於て, 一般の恒星と同じ物理的性質をもち, 地球を恒星進化の一段階と考えることによつて, 多くの示唆を受ける. 1925 年, Adams が巨大密度の星 (白色矮星) を観測し, 翌 26 年, Fowler は, その様な星の内部では, 隣接する原子間距離が極めて小さいため, 原子核をとりまく電子は凡て電離して, 所謂, 縮退電子ガスを構成していると考え, その様な星の存在を理論的にも肯定した. ここに我々は Ramsey の説の極限の場合を見ることが出来る.

以上述べたことから, 地球深部は, 高压のために, 電離した電子と, 圧イオン化した, 原子とからなると考えられる.

2. 気体か, 液体か? 地球核が, 気体であるか, 液体であるか, 或はまた固体であるか, を調べるには, 夫々の場合の Gibbs のエネルギー $G = E + PV - TS$, E : エネルギー, V : 容積, S : エントロピー, の大小を比較し, それが一番小さくなるものを, 安定な相と考えればよい. 先にも述べたように, 地球核は電離した電子とイオンからなり, 固体或は液体の場合には, 金属結合類似のものと考えられるから, 我々は Rice³⁾ に従つてそのポテンシャルエネルギーを次の様におこう.

$$U = U_A + U_R, \quad U_A = -A_1 e^2 V^{-1/3} N_L^{4/3}, \quad U_R = (3h^2/40 m_e) N_e \{ (3/\pi) \cdot (N_e/V_e) \}^{2/3}$$

但し, A_1 は $A_1/r^2 = 2.0 \sim 2.4$ なる常数で, r は一原子当りの自由電子数である.

h : Planck 常数, m_e : 電子の質量, N_e : 物質 1 モル中の自由電子数, V_e : 物質 1 モル中の自由電子のための空隙.

然らば, $E_s = U_A + U_R + 3RT$, $E_l = U_A + U_R + (3/2)RT + RT \cdot (\partial \log v_f / \partial T)$.

$$E_g = E_{\text{electron}} + (3/2)RT.$$

E_{electron} : 自由電子のエネルギー, v_f は液体の自由体積で, Einstein 模型だと $v_f = (kT/2\pi m_i \bar{v}^2)^{3/2}$, Debye-Born 模型だと $v_f = \{kT/2\pi m_i (e^{-1/3} \nu_m)^2\}^{3/2}$, だから何れの場合でも, $(\partial \log v_f / \partial T) = 3/2$. 添字, s, l, g , は夫々固体, 液体, 気体をあらわす.

従つて, $E_s = E_l = U_A + U_R + 3RT$, である. 一方

$$TS_s = TS_l = 3RT [-\log(\Theta_D/T) + 4/3], \quad TS_g = (5/2)RT + RT \log [(2\pi m_i kT/h^2)^{3/2} (V/N_L)]$$

Θ_D : Debye の特性温度, m_i : イオンの質量, N_L : Loschmidt 数.

PV, 及び電子による TS は三相に共通だから省略すると

$$G_s = G_l \longleftrightarrow U_A + U_R + 3RT - 3RT [-\log(\Theta_D/T) + 4/3],$$

$$G_g \longleftrightarrow E_{\text{electron}} + (3/2)RT - (5/2)RT - RT \log [(2\pi m_i kT/h^2)^{3/2} (V/N_L)]$$

従つて, この様な考え方からは, 固相, 液相の安定性を区別して論ずることが出来ない. 故に以後は, 気相と液相(固相)の安定性をのみ吟味する.

仮定により $E_{\text{electron}} = U_R$.

だから

$$G_l - G_g = U_A + RT \log [(2\pi m_i k/h^2 T)^{3/2} \Theta_D^3 (V/N_L)] \quad (2)$$

> 0 なら気相が安定, < 0 なら液相が安定.

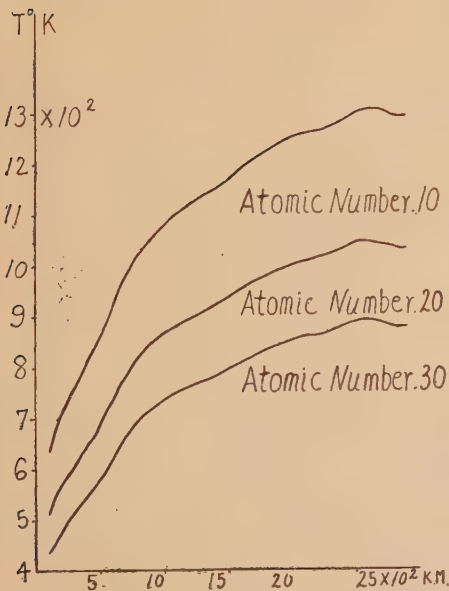


Fig. 1 Debye's characteristic temperature.

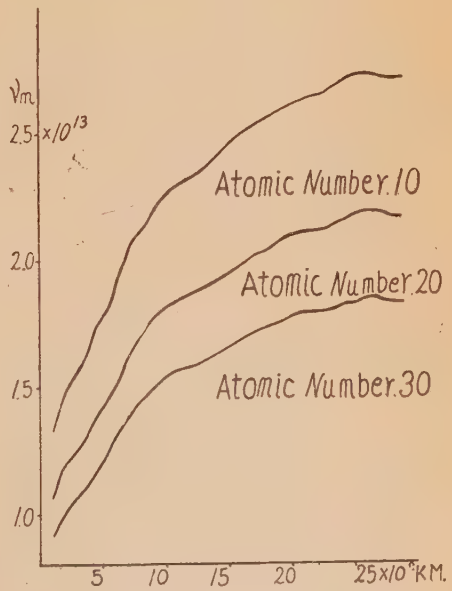


Fig. 2 Debye's maximum frequency.

$$\Theta_D = (h/k) \nu_m, \quad \nu_m = \{(9/4\pi) (N_L/V) (v_p^{-3} + 2v_s^{-3})^{-1}\}^{1/3}.$$

Grüneisen 常数 $\gamma_G = -(\partial \log \nu_m / \partial \log V)$ で, Θ_D , ν_m , γ_G の値は Fig. 1, 2, 3, に示した. 各, Fig. は特に断らない限り Jeffreys の密度分布を採用してある.

然らば, 核内の $\Theta_{D,c}$, $\nu_{m,c}$ は $\Theta_{D,c} = (\rho_c/\rho_s)^{\gamma_G} \Theta_{D,s}$, $\nu_{m,c} = (\rho_c/\rho_s)^{\gamma_G} \nu_{m,s}$ である.

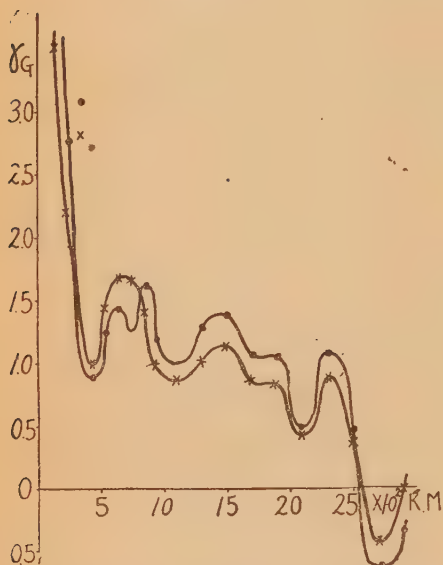


Fig. 3 Grüneisen's parameter.

-x-x- adopted the density distribution after Jeffreys.
 -●-●- adopted the density distribution after Bullen.

$\rho_s = 6.02$, $\rho_c = 8.92$ だから

原子 番号	$\gamma_G = 1.0$		$\gamma_G = 1.5$	
	$\Theta_{D,c}$	$\nu_{m,c}$	$\Theta_{D,c}$	$\nu_{m,c}$
10	1910°K	3.98×10^{13}	2320°K	4.84×10^{13}
20	1530°K	3.19×10^{13}	1860°K	3.87×10^{13}
30	1300°K	2.70×10^{13}	1580°K	3.29×10^{13}

これから (2) 式より 2 項の計算が出来る. 結果は Table 1 に示した.

下の値を, 液体と考えた場合の牽引ポテンシャルエネルギーと比較して, 気, 液, 相の安定性を吟味することが出来る. そのためには, 先ず, 一原子

Table 1 Computation of $RT \cdot \log \{(2\pi m_e k / h^2 T)^{3/2} \Theta_D^3 (V/N_L)\}$

($\times 10^{12}$ c. g. s. unit)

$T^\circ\text{K}$	Atomic Number 10		Atomic Number 20		Atomic Number 30	
	$\gamma_G = 1.0$	$\gamma_G = 1.5$	$\gamma_G = 1.0$	$\gamma_G = 1.5$	$\gamma_G = 1.0$	$\gamma_G = 1.5$
3000	1.98	2.12	2.25	2.40	2.42	2.58
5000	2.97	3.22	3.41	3.66	3.72	3.96
8000	4.28	4.65	4.96	5.38	5.46	5.85
11000	5.44	5.98	6.40	6.94	7.08	7.61
15000	6.88	7.58	8.18	8.90	9.10	9.86
20000	8.40	9.40	10.2	11.2	11.4	12.4

当りの自由電子数 γ を知る必要がある. これを次の様にして求める.

$$\text{Grüneisen の状態方程式によると} \quad P = -(dU/dV) + (3R\gamma_G T/V) \quad (8)$$

である. $P = 1.39 \times 10^{12}$ c. g. s. unit.

仮定により

$$(dU/dV) = (1/3) (A_1 e^2 N_L^{4/3} / V^{4/3}) - (2/3) (3h^2 / 40 m_e) (3/\pi)^{2/3} (N_e / V_e)^{5/3} \quad (4)$$

であるから、 V と V_e の関係を適当に仮定すれば、原子番号及び温度に対応して一原子当りの自由電子数 γ を求めることが出来る。

今、原子一個当りの体積を $(V/N_L) = c(2a)^3$ a : イオン半径

であらわすと、各結晶構造に対応する c の値は

体心立方構造では $c = (4 \cdot 3^{-3/2})$

面心立方構造では $c = 2^{-1/2}$

ダイヤモンド構造では $c = (8 \cdot 3^{-3/2})$

六方稠密構造では $c = 2^{-1/2}$

である、地球核内では、高圧のために、最も稠密な構造をとると考えて $c = 2^{-1/2}$ とし、更に、原子を球状と考えると、原子一個のもつ自由電子のための空隙は

$$(8 \cdot 2^{-1/2} - 4\pi \cdot 3^{-1}) a^3 = 1.47 a^3$$

従つて、物質 1 モルの占める体積中、自由電子が運動し得る体積 V_e は $(V/V_e) = 3.85$ である。

この関係と (3), (4) 式より、一原子当りの自由電子数 γ を得る。これを Table 2 に示す。

Table 2 Co-relation between temperature and the number of free electrons per one atom.

$T^\circ\text{K}$	Atomic Number 10		Atomic Number 20		Atomic Number 30	
	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$
3000	0.1576	0.142	0.3505	0.3345	0.612	0.600
5000	0.1364	0.1063	0.333	0.305	0.590	0.561
8000	0.1000	0.0300	0.298	0.255	0.560	0.515
11000	0.0529	—	0.266	0.195	0.527	0.465
15000	—	—	0.2175	0.0941	0.480	0.385
20000	—	—	0.1422	—	0.422	0.281

Table 2 から、 U_A を求め、判別式 (2) により、気相と液相の安定性を吟味することが出来る。Table 3 及び Fig. 4 にこれを示した。

Table 3 Co-relation between temperature and attractive potential energy, $-U_A$.

$T^\circ\text{K}$	Atomic Number 10		Atomic Number 20		Atomic Number 30	
	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$	$r_G = 1.0$	$r_G = 1.5$
3000	0.445~0.534	0.360~0.432	1.756~2.100	1.600~1.920	4.60~5.52	4.42~5.30
5000	0.334~0.400	0.203~0.243	1.580~1.900	1.328~1.596	4.28~5.14	3.87~4.65
8000	0.179~0.215	0.016~0.021	1.265~1.520	0.930~1.118	3.85~4.61	3.25~3.90
11000	0.050~0.060	—	1.010~1.212	0.543~0.650	3.41~4.10	2.65~3.18
15000	—	—	0.675~0.810	0.126~0.152	2.83~3.40	1.82~2.19
20000	—	—	0.290~0.348	—	2.19~2.62	0.97~1.16

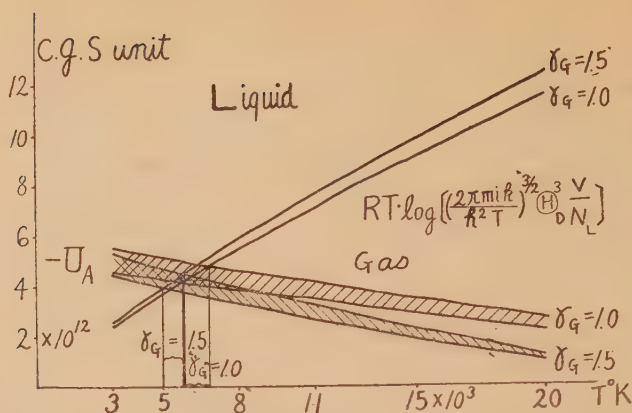


Fig. 4 Stability condition for the element of atomic number 30.

Table 1, Table 3 及び Fig. 4 から、地球核を構成する物質の原子番号が 30 以下なら、又、その温度が 7000°K 以上なら、地球核は気体である、と云うことが出来る。Fig. 3 より原子番号が 30 なら、地球核は、 5000°K 乃至 7000°K を境として、それ以上の温度では気体、それ以下では液体、として安定である。各原子番号に対応して定まるこの様な温度を、便宜上、臨界温度と呼ぶことにしよう。すると、原子番号 20 以下のものの臨界温度は Table 1, Table 3 より 3000°K 以下であることが分り、地球核の温度としては通常この温度以上のものが考えられているから、地球核を構成している物質の原子番号が 20 以下なら地球核は気体であるといえる。この臨界温度は原子番号と共に増大或は減少し、地球核が若し Ramsey の説く様に SiO_2 の metallic phase であるならば、その平均原子番号は 10 であるので、地球核は、気体でなければならない。この結果は「深さ 2900 km. に於て、相変化すると考えるならば、そこでの密度の急激な上昇を説明することが出来ても、何故に、固相から非固相へ転移するのかとゆうことが説明できない。」とゆう、Jeffreys によつて Ramsey に対して発せられた質問に答えるものである。

文 献

- 1) 西武, 地震学会講演会, 昭和 26 年 5 月.
- 2) Ramsey, M. N. R. A. S. Geophys. Suppl., 5, 409 (1949).
- 3) Rice, Electronic Structure and Chemical Binding.

愛知縣沿岸の年平均潮位の変化

名古屋大學理學部物理學教室 佐 野 浚 一

(昭和 26 年 7 月 29 日受理)

On the Changes in the Heights of Yearly Mean Sea Levels along the Coast of Bay of Ise.

Shunichi SANO

Physical Institute, Nagoya University

(Received July 29, 1951)

The author studied the changes in the heights of yearly mean sea levels at the mareograph stations situated in Aichi Prefecture and at the mouth of Kisogawa River. It is suggested from the results of the present study that the land in Aichi Pref. sank gradually from 1931 to 1938, then it rose since 1938, and the upward movement continued till it begins to sink again in 1944. The local irregularities in rising or sinking of the land in the region under consideration are not remarkable but for the land of Kii Peninsula where the general mode of deformation was of different type.

1. 愛知県沿岸および木曾川河口地域には多数の検潮場がおかれているので、これらの潮位観測の結果にもとずいて、東南海地震前後のこの地方の地殻変動を検出しようと試みた。検潮儀の大部分は河川改修のために河口に設けられてあるので、河川の影響が少いものを選び出すと揖斐川筋古之丸、木曾川筋横^{マクラ}満蔵、日光川筋福田前新田、豊川筋前芝（才1図参照）の4箇所となり、伊勢湾内の海港にある名古屋港、大野、師崎、武豊、西浦、福江と比較して、年平均潮位に対する河川の影響は1 cm の程度であると考えられる。

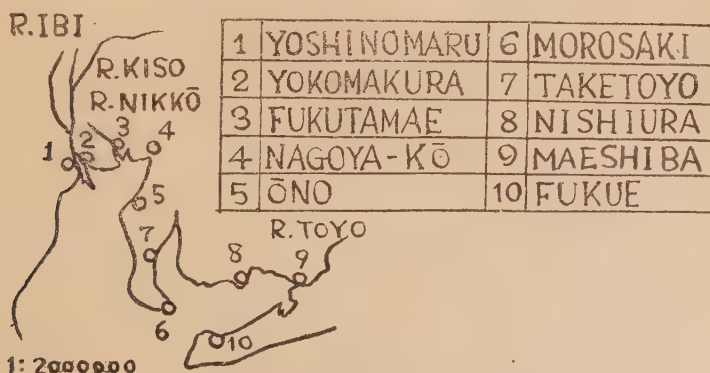


Fig. 1 Distribution of Mareograph Stations.

これらの検潮場では、(名古屋港をのぞいて) 量水標柱を基準として観測を行っているので、

地殻変動の研究に最も重要な基準線の保守はだいたいよく行われているように思われる。

才1表及び才2図は各験潮場における年平均潮位で、大ていは月中の満干潮位の平均値を1年で平均したものである。これらの値は所管官公庁の原簿によつてゐるが、明らかに計算の誤りであるとみられる部分は著者が訂正した。

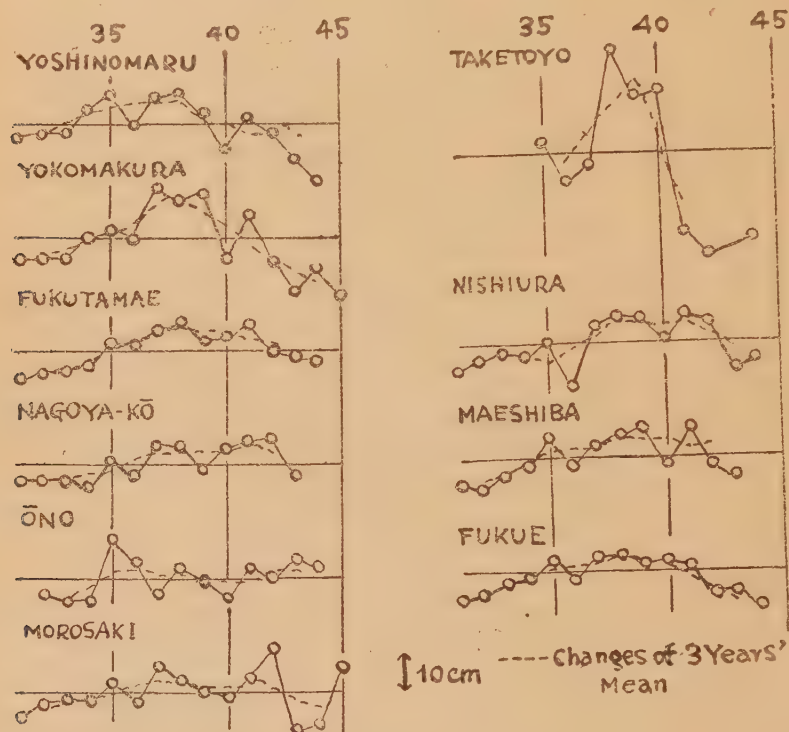


Fig. 1 Yearly Mean Sea-Level.

Table 1 年平均潮位 (単位 cm)

番号	検潮所	年次 所管	19	'32	'33	'34	'35	'36	'37	'38	'39	'40	'41	'42	'43	'44	'45
			31														
1	吉之丸	建設省	96	97	97	102	107	99	106	107	102	92	100	95	90	84	—
2	横満藏	同上	121	121	121	126	128	126	139	136	138	121	132	116	107	118	121
3	福田前新田	愛知県	134	135	136	138	143	143	147	149	144	145	148	141	140	139	—
4	名古屋港	同上	168	168	168	167	173	170	177	177	171	173	179	177	168	—	—
5	大野	同上	—	95	93	93	109	103	95	101	98	94	101	99	104	102	—
6	師崎	同上	117	120	121	121	125	121	130	126	123	122	127	134	113	114	129
7	武豊	同上	—	—	—	—	179	168	173	202	190	192	155	138	—	143	—
8	西浦	同上	149	152	154	153	156	145	161	164	163	157	164	162	150	152	—
9	前芝	同上	57	55	58	61	69	61	66	69	71	61	71	65	59	—	—
10	福江	同上	119	120	123	125	129	124	130	131	128	129	126	120	121	117	—

2. 平均海水面の変化に対する気象や海況の影響は多くの人々によつて論ぜられているが、

年平均潮位の変動は大部分がその附近の土地の昇降によるものであるということに意見が一致しているようである。従つて、こゝでは年平均潮位の変化は地殻変動を表わすものとして、その空間的变化をしらべてみた。

才3図は各検潮場を北から南へ一列にならべて、一年間の変動量(年平均潮位の差)を示したものである。この変動量は、海洋学的乃至気象学的な影響は別としても、水準測量によつて

求められる変動量とは異つたものであるが、こゝでは問題にしない。なお、紀伊半島の検潮場に関する資料が手もとにあつたのでつけ加えておいた¹⁾。愛知県沿岸では1938年まで潮位が上昇し、その後1944—45年以後再び急に上昇するまで、やゝ急に下降しているが、才3図によれば特に明瞭な局地的な変化は認められない。1931—1937, 38年及び1938—43, 44年の変動量をしらべると、一層よくそろつてくる。こゝで1937年は紀伊半島で最も潮位の高かつたときである。やゝくわしくみれば、名古屋港、大野、師崎は変動の形式が多少異り全体としての変動量も小さい。また、吉之丸、横満藏、武豊は変動量大きい。これらのうちで、大野および武豊は著しく異つた変化をしているが、この2ヶ所は少くとも最近の記録はあまりよくないことなどからみて、知多半島の中央部で特に異常な変動があつたことを結論することはできない。

紀伊半島は愛知県沿岸とはちがつた運動をしているが、検潮場の数も少く、鳥羽は零線が変化した疑いも

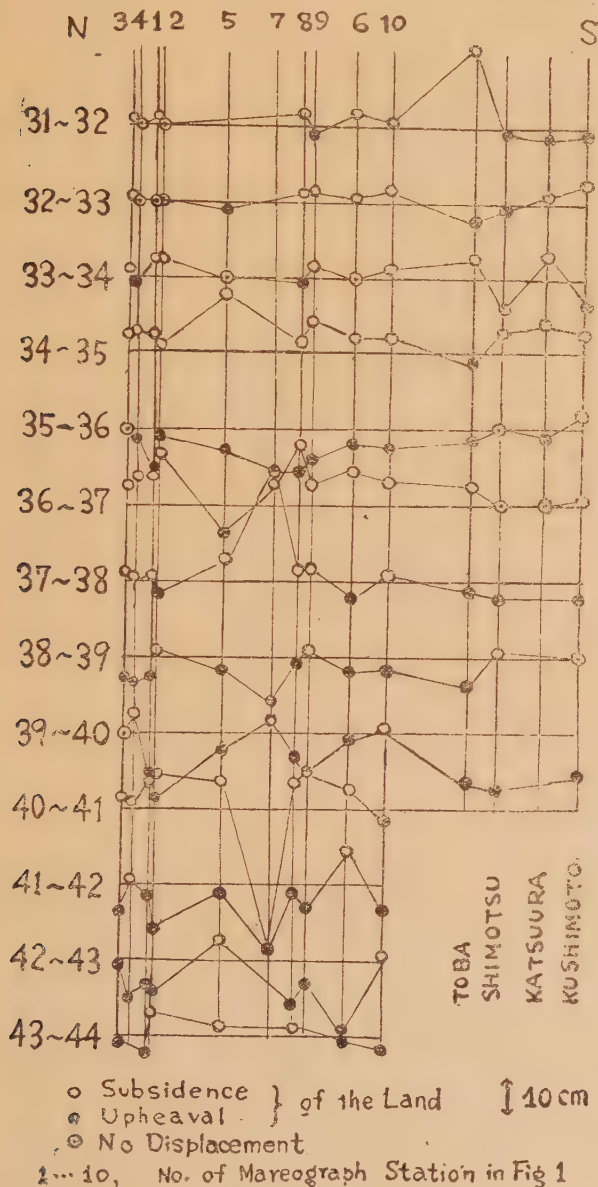


Fig. 3 Distribution of Vertical Displacements due to the Interval of One Year.

あるので²⁾、はつきりしたことはいえない。しいていえば、1931-38 年間には水準測量によって見出された 1889-1931 年の傾斜運動³⁾とは逆方向の運動があつたようにみうけられる。

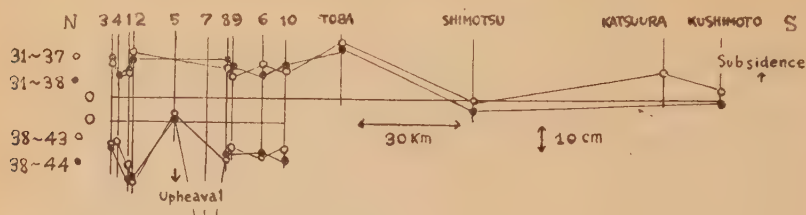


Fig. 4 Distribution of Vertical Displacements due to the Time Interval 1931~37, 38 and 1938~43, 44.

3. この調査にあたつて御指導を賜つた宮部直巳教授、資料をいただいた関係当局の方々に厚く御礼申上げる。

文 献

- 1) 川畑幸夫, 気象集誌, 28 (1950) 201-211.
- 2) 宮部直巳, Bull. Earthq. Res. Inst., XIX (1941) 238-247. ここで引用した 1) の資料はこの点は検討して補正が施されている。
- 3) 宮部直巳, Bull. Earthq. Res. Inst., XI (1933) 278-314.
- 4) 驗潮場に関する詳細な記述, 平均潮位に対する河川や気象の影響に関する資料は Geophysical Abstract of Physical Institute, Nagoya University, Supplementary Volume No. 1 (1951) にのせてある。

伊勢灣北岸で實施した海岸水準測量

名古屋大學理學部物理學教室 佐 野 浚 一

(昭和 26 年 7 月 29 日受理)

Levelling Survey along the Northern Coast of Bay of Isé.

Shunichi SANO

Physical Institute, Nagoya University

(Received July 29, 1951)

Trial measurement of the heights of land marks through several days' or several hours' observation of water level were executed, by using a portable tide gauge, along the northern coast of Bay of Isé. The amount of uncertainty of the height determined by this method of levelling was estimated to be of the order of a few centimeters due to the irregular rise and sink of the sea-level caused by oceanographical and meteorological disturbances.

1. 短期間の潮位観測によつて海岸のある地点の高さを定めることは、すでに水路部や地震

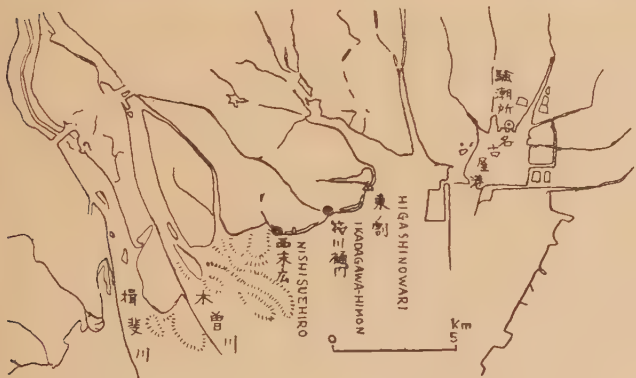


Fig. 1-A Distribution of Measuring Points.

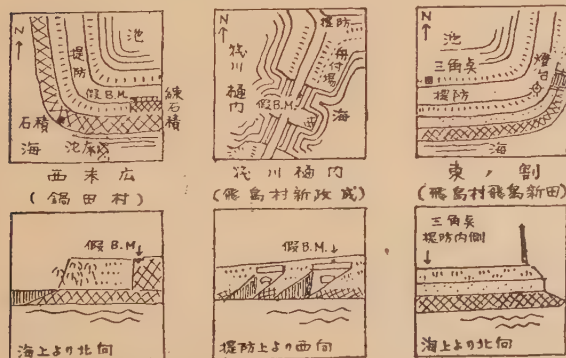


Fig. 1-B Sketches of Land Marks.

研究所で行われているが、われわれは木曾川沖積層地帯の地盤変動の調査とかねてこの測量方法の精度の検討を行うため、愛知県海部郡沿岸の3ヶ所でこの方法によつて海岸堤防の高さを測定した(才1図)。

使用した検潮儀は水銀マノメーターを利用するもので、自記式と読取式との両方を作つた。この器械の原理は高橋教授や萩原教授の論文¹⁾に詳しく述べてあるから省略する。読取式は萩原教授のつくられたものと全く同じものであるが、自記式は才2図に示すようなものである。

高さの決定には基準検潮場として名古屋港を選び次の方法を用いた。測点および名古屋港の

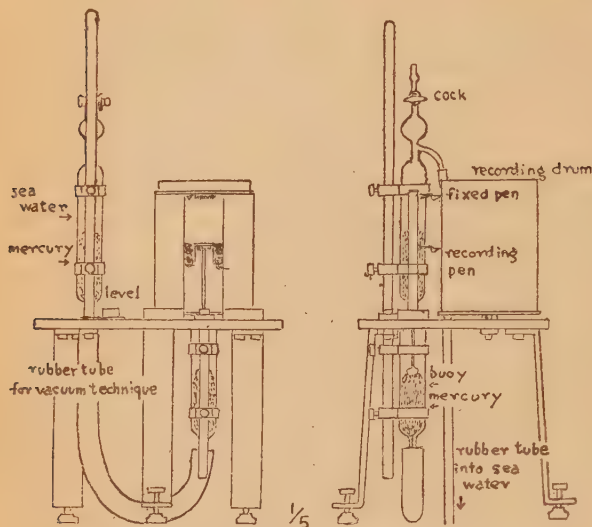


Fig. 2 Portable Tide Gauge.

潮位の 25 時間移動平均を重ね合せて (両者の差の平均が零になるようにして), 測点における水位計の零位の名古屋検潮儀 D. L. からの高さを定め, 水位計の零位から B. M. までの高さは直接水準測量によつて求める。こうして基準点の D. L. からの高さが求められるが, 真高を出すには名古屋港 D. L. 上 192cm (昭和23, 24年の平均潮位) を東京湾中等潮位と仮定した。

直接水準測量には日本光学会社製

E型水準儀と同附属標尺または土木

用函尺を用いた。現地で組立てた自記検潮儀の零線の水面からの高さの絶対値を 1 cm の精度で定めることは困難であるから, 自記式を用いるときも別に読取式を設置して 1 日 2 ~ 3 回観測し, その間を自記記録でつなぐようにした。読取式を用いる代りに量水標柱をたててもよいが, マノメーターを眼の前で読取の方が観測しやすく, 水銀や海水の密度の変化を補正すれば精度の点でもすぐれている。

もつと短期間の観測で測点においた水位計の基準点の D. L. からの高さを定める場合に, 25 時間の観測のときは, 1 時間 2 分毎の潮位の平均値を一致させた。また数時間の観測しかないときは, 当日の日平均値より高い点だけをとりつて重ね合せた。これは低潮時には, 河川の影響と思われるものによつて各地点で潮汐の形がかなりちがうからである。

観測の精度は水位で 1 cm 時刻で 1 分を目標としたが, 湾奥で波の影響が少いたためこの精度は確保できた。名古屋検潮儀 (フュース型) もこの程度までいつていると考えられる²⁾。時刻ははじめ腕時計を宿舎のラジオの時報にあわせたが, 作業中海水でぬらして時計が狂うようなこともあつたので, ポータブルラジオを製作して測点で時報にあわせることができるようにした。(ミニアチュア, 1S5-1T4-1T4-1R5-3S4 使用中間周波 2 段で BC 及び SW (2-10 MC) 用, A 電源は単一 2 個 B 電源は 67.5V 積層 1 個を用いる。)

2. こうして, 観測の精度は一応これ以上にする必要がないところまでいつたけれども, 短期間の平均海水面であるという仮定が問題であつて, むしろこの点で測量の精度がきめられるので, できるだけ海水の温度および密度や風速の観測を実行した。勿論一点の表面観測だけで

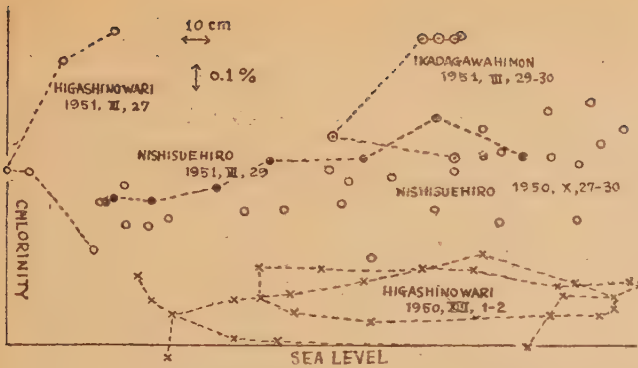


Fig. 3 Relation between Chlorinity and Sea Level.

うに海況の変化のあるところで短期間の検潮の結果を單に重ねあわせるだけでは、測量結果に 1 cm の精度を望むことは不可能ではないかと思われる。

Table 1

測 点	観 測 期 間	観 測 方 式	真・高	備 考
東ノ割 (三等三角點)	1950年8月1日 14時—2日15時	読取式により25時 間、略毎時1回	m 5.10	豪雨2日後(排水機運転中)、 陸測 1888 年の測量による 真高 5.39m
同上 再測	1951年3月27日 12時半—16時半	読取式により4時 間、略毎時1回	5.09	
筏川樋門	1951年3月27日—30日	自記式により65時 間	5.23	測点及び名古屋港の25時間移動 平均潮位の差の標準偏差0.6cm
西末広	1950年10月27日—30日	自記式により73時 間	5.27	同上 2.1cm
同上 再測	1951年3月29日 9時半—16時半	読取式により7時 間、略毎時1回	I. 5.29 II. 5.30	

仮 B. M. 筏川樋門、北川樋門外部擁壁上、鉄筋頭部、西末広、波返し練石積、西端上面

観測経過は才1表に、測量成果は才4図にまとめてある³⁾。B. M. としては新しく石を埋めると、石だけが沈下することがあるから、さしあたり適当な構造物で代用しておいた。

東の割の才1回の観測は豪雨2日後で、測点と基準点との海水面の差の変化の傾向から河川の影響を推定すると、観測期間の平均潮位は基準点のそれより約 2 cm 高かつたことになる。

才4図の結果はその補正がしてある。

西末広の再測結果の I は名古屋港の潮位と直接重ねあわせた場合で、II は筏川樋門の潮位と重ねあわせて筏川樋門におかれた水位計の零線からの高さを定め、別に求められたこの水位計の高さを加えたものである。この観測の当日から翌日にかけて西風が強かつたので、湾内の海水面が風によつて傾斜したと考え、実際の高さは才4図の結果より数 cm 低いことになる。この前日も雨が降つたが、この場合は低潮時は計算から省いて渇水期で排水機などは運転して

問題が解決するとは考えられないが、将来の研究上何らかの参考になるであろうと思つて行つた。才3図はその結果をまとめたもので、降雨や季節による変化も大きい、大体同じ時期の結果をくらべると木曾川河口に近い方が塩素量が少なくなつていて、このよ

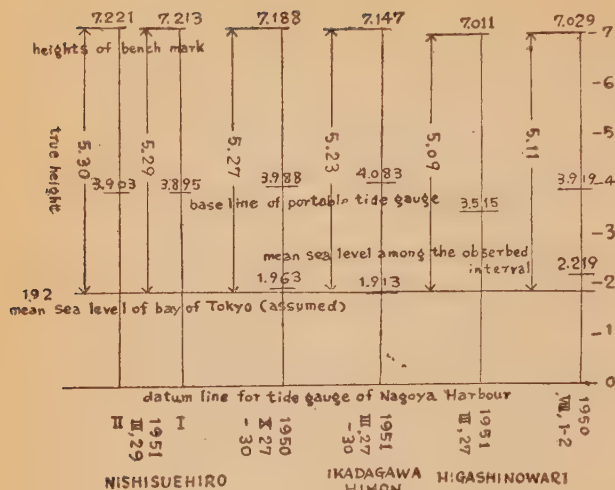


Fig. 4 Results of Survey (unit of figure; meter).

測量の誤差をこの数字だけから推定することはできない。

直接水準測量を実行すればこれらの問題ははつきりしてくるはずであるが、今回はそこまで実施することができなかつた。とにかく所要日数や経費まで考慮して、この地域では直接水準測量にまさる点はないが、⁴⁾ 渡海水準測量としてはなお利用価値があるのではないかと思われる。

3. これまでは基準点が不動としてその真高を仮定して測量結果を議論したが、この点も検討する必要があるので名古屋港の潮位の経年変化を調べるためにまずその気象要素との関係を調査している。現在までの結果によれば、水温の資料が得られなかつたので気温を用いているが、月平均潮位に対して気圧と前月の気温との影響が大きく、気圧係数は静力学的に求められる値に近い。従つてたとえば 1948—50 年の気象の影響による潮位の変化は、各月の平均気圧と前月の平均気温を用いて、

$$(L^c - 193)^{cm} = -1.32^{cm/mmHg} (P_0 - 761.2) + 1.33^{cm/^{\circ}C} (T_{-1} - 14.7)$$

によつて表わされる⁵⁾。今回は計算の結果を才 5 図にかかげておくに止める。

4. 御指導を賜つた宮部直巳教授、測量の実施に際して援助していただいた愛知県津島土木出張所蟹江分所、鍋田村、飛鳥村の各当局、ならびに測量標の使用を許可された武藤地理調査所長、旧陸地測量成果を知らせていただいた地理調査所奥田測地才一課長に厚く御礼申上げる。

ないからこの補正は必要がないと思われる。

現在のところ、才 4 図の再測の結果は、これだけの地盤変動があつたというよりもこの測量方法の誤差を示しているとみななければならない。才 1 表で 25 時間移動平均値の差の各観測期間における標準偏差は 2.1 cm および 0.6 cm であるが、潮位の年週変化の型の局所的变化もあるから、

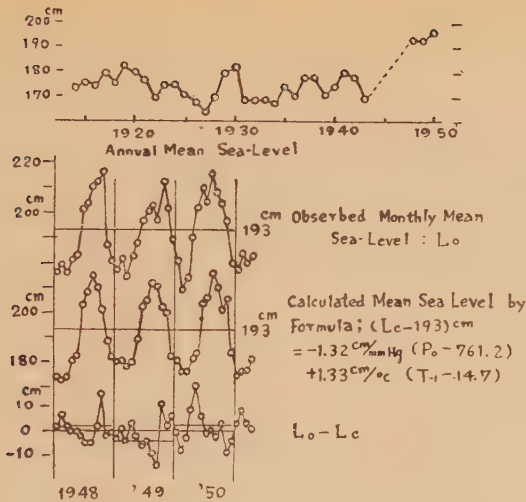


Fig. 5 Changes of Mean Sea-Level at Nagoya Harbour.

文 献 及 び 註

- 1) 高橋竜太郎; Bull. Earthq. Res. Inst. 別冊 1 (1934) 198—217.
萩原尊礼, 表俊一郎; Bull. Earthq. Res. Inst. XXI (1934) 243—275.
- 2) 観測人熊田尊満氏(名古屋港務所)の調査によれば, 漲潮時には自記紙上の水位は井戸内の実際の水位よりおくれるが, その差が1 cm が出ることは殆どない。
- 3) 1950 年8月及び10月の観測結果は Geophysical Abstract of Physical Institute, Nagoya University, Supplementary Volume No. 1 (1951) にのせてある。1951 年3月の観測結果は別に印刷するつもりであるから, いずれも省略した。
- 4) 測点と原点とを結ぶ直線上で直接水準測量を行つたとしたときの許容誤差を閉差として示せば次表のようになる。

路	線	原 点 — 東 ノ 割	原 点 — 茂 川 樋 門	原 点 — 西 末 広
誤 差	距 離	5.9 km	7.8 km	10.1 km
$1.5\sqrt{L}$ mm		4	4	5
$4\sqrt{L}$ mm		10	11	12
$10\sqrt{L}$ mm		24	28	32

- 5) 本稿を書いてから, 津測候所で水温の連続した観測が行われていることを知つたので津の月平均水温を用いて計算した結果,

$$(L_0 - 193)\text{cm} = -1.32(P_0 - 761.2)\text{cm/mmHg} + 1.39(\theta - 17.9)\text{cm/}^\circ\text{C}$$

となつた。但し津の水温および名古屋の気温の月平均の間の相関係数は $r = 0.988$ で $(\theta - 17.9)^\circ\text{C} = 0.90(T_1 - 14.7)^\circ\text{C}$ となる。毎日1回10時, 水面下約30 釐の海水の温度を測定している。

寄 書

簡単な、地震観測用スターター

東大地球物理学教室 友 田 好 文

A Simple Starter for Recording Earthquake Motions.

Y. TOMODA

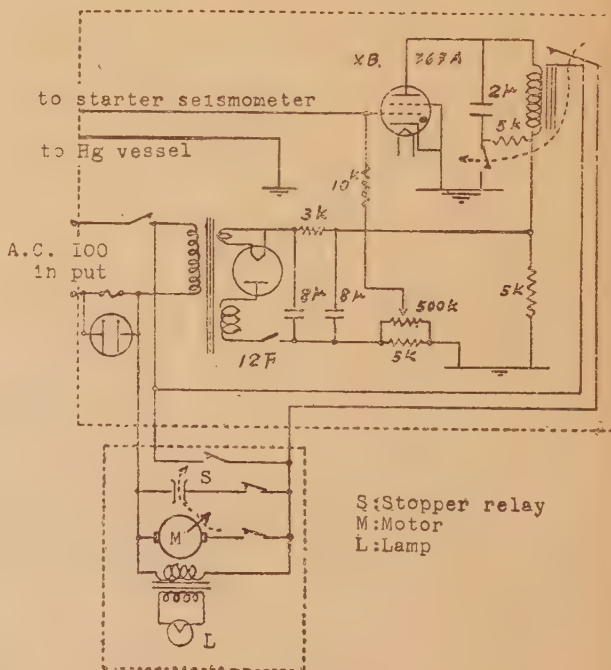
地震動を光学的に記録する事は、労力・費用の点から見て、現在の日本においては不可能に近い。以下に述べるスターターは極めて安定であり、7ヶ月の連続観測中、有感地震をもれなく捕える事ができた。

原理：サイラトロングリッドに充分な負のバイアス電圧が与えられ、之がスターター地震計の針に連絡される。地震其の他に依り針が動くと、針は電氣的に接地された水銀接点にふれ、バイアス電圧が零となりサイラトロンが点火し、電磁リレーが働き、之により記録用ランプが燈され、ドラムが廻転される。スタート後、ドラムの一回転或は、必要な時間後にストッパーリレーが働き主回路のフェーズを飛ばし、記録を終る。

スターター地震計は、幾何倍率 20, ノーダンピング, 自己週期 0.3 秒である。

7ヶ月の連続観測中 27 個の地震を捕え、その中 11 個は、P波をも含んでいる。

此の装置を適当な遅延装置と結びつける事に依り、極めて経済的に地震動の完全な記録を得る事ができる。



を用いて振巾を一定に制限する。Fig. 2 の配線によれば AB 間の入力が一定の振巾をこえれば Impulse 形の電流が流れ更にその後数秒間は AB 間の入力が大きくても XB 767 A は動作しない。動作状態のオシログラムは Fig. 4 に示されて居る 下から順に地動、そ

れを整流したもの、及び出力を示す。この Impulse を用いてドラムをスタートさせる事も出来れば、又は計数器を動かし地震の数を数える装置として用いる事も出来る。又簡単な工夫で地震の振巾と頻度を記録する一種の統計機械としてまとめる事も出来る。

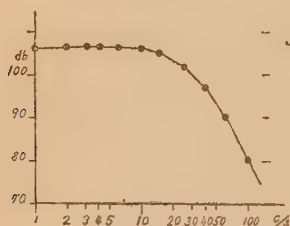


Fig. 3
Frequency Response Curve

Fig. 1 に増巾器の配線図、Fig. 3 にその周波数特性を示してある。これはスターターとしては利得が十二分に高く、実際にはもつと低くてよい。又周波数特性は目的によつて適当な型をえらぶべきであらう。

本研究は文部省試験研究費によるものである。

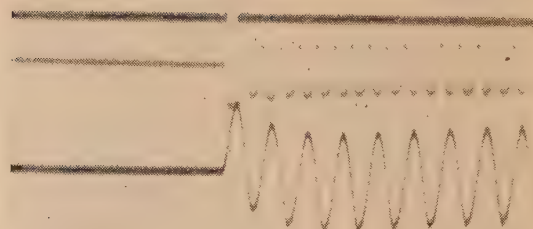
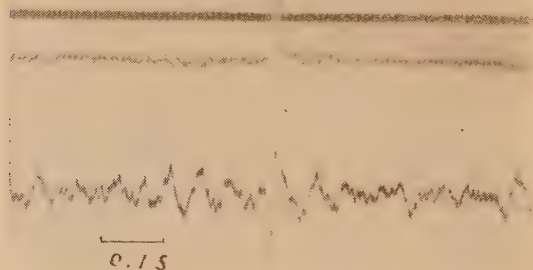


Fig. 4

地震時報

昭和 26 年 10 月 22 日台湾の大地震

この地震は日本時間午前 6 時 36 分からはじまつた激震で新聞報導によればその後 19 時間に 34 回人体に強い地震を感じ、台北の地震計は 1 時間に 11 回以上の割合で地震を記録した。数千人の人々が家を奪はれ、恐怖におののく島民は家を捨てて避難した。これと同時に香港対岸の九竜や台湾海峡の金門島あるいはフィリピン群島北部バスコでも強い地震が感じられた。東海岸の花蓮港では市内の建物の約 40% が倒壊し、死者 100 名、負傷者 700 名を出し、また台北・台南県でも炭坑 2 が爆発し死者 13 名、負傷者 17 名を出した。震源地は宜蘭西南方約 62 軒で宜蘭、花蓮港、台中三県が境を接している南湖大山附近であると報じられた。本邦ではこの地震を 10 月中に 38 回記録したが、このうち最大のものは 22 日 12 時 32 分の地震であつた。

昭和 26 年 8 月 2 日新潟縣保倉川上流域の地震

この地震は小区域であつたが、震源地附近で墓石の転倒、小屋の倒壊、窓ガラスの破損などがあつた。

昭和 26 年 10 月 18 日尻屋崎東方沖の地震

八戸市内で停電があり、また壁に割目がいり、レンガ製煙突の破損などがあつたが人畜に被害はな

かつた。

阿蘇山 中岳第 1 火口は昭和 26 年 6~8 月には活気を呈したが、その後はおだやかである。6 月 1~6, 9, 10, 17, 22~24 日, 7 月 2~7 日, 8 月 1, 11~17, 25 日には火口内に噴石があり、噴石の大きいものはまれに人身大のこともあつた。また、火口附近にはしばしば降灰があつた。

三原山 昭和 26 年 6 月末に噴火は衰え、7 月以後はおだやかになつた。すなわち、6 月 9~18, 19, 21~22, 23, 27~28 日に噴火し、14 日ごろの噴火は特にはげしく、内輪山内の地形はために一変し、内輪底に直径 300m あまり、深さ約 30m の陥没口ができた。

淺間山 昭和 26 年 6 月 17 日に小噴火したほかは、おだやかである。

雌阿寒岳附近の鳴動 昭和 26 年 7 月下旬から 10 月下旬, 12 月, 昭和 27 年 1 月中旬阿寒湖畔附近一帯に鳴動がひん発し、激しいときは弱震程度のショックが感じられた。

Hibokhibok 火山の噴火 Philippine, Camiguin 山の Hibokhibok 火山が昭和 26 年 12 月 3 日夜から噴火をし、死傷者が多数あつた。

学 會 記 事

第八回學術講演會及び總會

1951 年 10 月 30 日から 3 日間にわたり、東北大学金属研究所講堂において第 8 回地震学会學術講演會及び總會が行われ 66 名の会員が出席した。

講演題目及び總會議事の詳細は次のとおりであつた。

講 演 會

才 1 日 (10 月 30 日)

1. 佐野浚一君 (名大物理)

伊勢湾沿岸の月平均潮位について (10 分)

2. 萩原尊礼君, 笠原慶一君 (東大震研)

潮汐荷重による土地変形

—その模様の経年変化について— (10 分)

2a. 三木晴男君 (京大物理)

地球核の物理的性質について (30 分)

3. 水上 武君 (東大)

三原山の新熔岩の温度と粘性 (15 分)

4. 野口喜三雄君 (東京都立大化学)

淺間山火山の活動と地獄谷ガス

化学組成の変化 (20 分)

5. 加藤愛雄君, 林 誠明君 (東北大地物)

温泉地帯の r 線の測定

5a. 大森忠夫君 (東北電通局), 加藤愛雄君, 小坂由

須人君, 菅野文友君 (東北大地物)

架空裸電信線路により観測された

地電流嵐について (10 分)

6. 竹内 均君, 島津康男君 (東大地球)
Induction による地球永久磁場の維持に
ついて (5分)
7. 宮本貞夫君 掠平虹は光学的現象なり (15分)
- 7a. 山口生知君 (地理調)
昭和二年丹後地震前後の輪島に於ける平均
潮位の異常変化について (15分)
- 7b. 水上 武君 (東大震研)
火山に発生する地震の二, 三の性質 (25分)
8. 末広重二君 (中央気象台)
中央気象台観測網による時間精度 (20分)
9. 慶松光雄君 (金沢大法文)
康熙 18 年 (1679年) 河北省に起りたる大地震
(20分)
10. 佐藤泰夫君 (東大震研)
物の倒れた方向から震央を求めること (10分)
11. 宮本貞夫君
走時曲線のひき方 (オ 2 報) (15分)
- 11a. 宮本貞夫君 福井地震の走時曲線 (15分)
12. 越川善明君 (宇都宮大)
走時解析の 1 つの試み (10分)
13. 友田好文君 (東大地球) 震央の空間的分布 (10分)
14. 本多弘吉君 (東北大地物)
深発地震の Magnitude と Energy について (10分)
15. 坪井忠二君 (東大地球)
日本とその近くに起る地震の大きさ (15分)
オ 2 日 (10月30日)
16. 金井 清君 (東大震研)
P 波の周期が S 波の周期よりも短くなる
可能性について (20分)
17. 本間正作君 (松代観測所) (代読) 厚さが直線的
に徐々に変る表層内の Love 波について (15分)
18. 佐藤泰夫君 (東大震研)
二重の表面層と同等な単一層 (10分)
19. 爆破地震動研究グループ 地震波の発生及び
伝播に関する小規模野外実験 (オ 1 報) (50分)
20. 林聰君, 宮島信雄君 (運輸技研)
神戸に於ける地震動比較観測と地下構造に
関して (20分)
21. 吉山良一君 (九大物理)
爆破実験に於ける $T-\tau$ 曲線について (10分)
22. 爆破地震動研究グループ
遠地爆破地震観測の爲の計器類 (25分)
1. 地震計および増巾器
浅田敏君, 田治米鏡二君, 田望君 (東大地球)
2. 其他の附属計器類 表俊一郎君 (東大震研),
鈴木次郎君 (東北大地物), 堀実君 (東大震研)
23. 坪井忠二君, 友田好夫君 (東大地球)
地震動を無駄なく記録する装置 (5分)
24. 標準強震計試作試験研究班
標準強震計試作 (オ 1 報) (15分)
25. 久保寺章君 (京大地球) 超音波による岩石及
び土の粘弾性係数の測定 (序報) (10分)
26. 片岡明雄君, 佐野澄一君 (名大物理)
岩石の弾性の測定について (10分)
- 26a. 浅田敏君, 田望君 (東大地球)
コンクリート台のロッキングについて (10分)
オ 3 日 (11月1日) 午前
27. 池上良平君, 岸上冬彦君 (東大震研)
土地の脈動の伝播性 (20分)
28. 岸上冬彦君 (東大震研)
土地の脈動と海の波との関係 (15分)
29. 本多弘吉君, 中村公平君 (東北大地物) 浅海底の
一次元的変動によつて生ずる波について (15分)
30. 下鶴大輔君, 秋間哲夫君 (東大震研)
津波記録中の長週期の波について (15分)
31. 高橋竜太郎君, 下鶴大輔君, 平能金太郎君 (東
大震研) 津波の模型実験 (オ 2 報) (20分)

・ 総 会

31日 15時30分より

議長 加藤愛雄君

議題 1. 学術会議地球物理研究連絡委員会地震分
科会委員改選について同分科会よりの依
頼に関する件

河角委員長より, 地震分科会委員の改選に当り地
震学会員で地震に関する論文数篇以上出した人々の
選挙により選ぶ事になった。選挙管理委員として現
分科会より 2 名の他に学会より 1~2 名の委員の参
加を依頼したい。以上の件については学会の協力を
請う旨の議題説明があつた。これに対し学会員から
学会代表の資格をもつ人を分科会委員にいれよ, 選
挙管理を学会に一任せよ等の発言があり, 議場は紛
糾を極めたが, 結局管理委員会に於いて有資格者を
認定の上互選により分科会委員を選出する。管理委
員会は学会より 3 名, 現分科会より 2 名にて構成す
る事に決定。投票により学会側委員として, 表俊一

郎、宮村攝三、末広重二の3名に決定した。

議題 2. 無線報時 JJY を将来に亘り変更なく発射して貰いたいむね電波総局に申し入れる件
末広重二委員より提案理由説明後原案通り可決。
総会終了後岸上冬彦君より在来の地球物理学会を改め「クラブ」(仮称)とし別刷交換を仕事とし人員も現在より多数に拡げたいむねの発言があつた。

地球物理研究連絡委員会

日本学術会議の発足以来、地球物理学に関し、国外・国内の研究連絡をはかる組織として、地球物理研究連絡委員会がもうけられていたが、その構成、は旧学術研究会議時代の延長で、新しい学術体制に適合したものでなかつた。昨年一月学術会議委員の改選にあたり、各分野の研究連絡委員会も改選を必要とされたが、地球物理学研連は U. G. G. I の Bruxelles 会議が8月にあるので、そののちに改選することになった。今回の改選は地球物理内の7分科それぞれちがつた方法で行われ、統一した民主的基礎のうえに研連をつくりあげることが、できなかったが、各分科の事情がまちまちであるから、これをのぞむのはなお時期尚早であつたのかもしれない。地震分科については別稿のごとき次才で専任委員の選出が行われた。つぎに今回決定した新委員を紹介する。

地球物理研究連絡委員会 (1951. Ⅷ—1954)

役員 委員長：坪井忠二、副委員長：和達清夫、
幹事：力武常次

測地分科会 主任：武藤勝彦、幹事：奥田豊三
地震分科会 主任：和達清夫、幹事：萩原尊礼
気象分科会 主任：畠山久尙、幹事：正野重方
地球電磁気分科会 主任：長谷川万吉、幹事：永田武
海洋分科会 主任：日高孝次、幹事：三宅泰雄
火山分科会 主任：津屋弘遠、幹事：水上 武
陸水分科会 主任：木村健二郎、幹事：安芸峻一

名譽顧問 田中館愛橘

委員 (1) 測地分科 服部忠彦、広瀬秀雄、飯田波事、池田徹郎、熊谷直一、松山基範、宮部直巳、宮地政司、武藤勝彦、西村英一、奥田豊三、田山利三郎、坪井忠二、(萩原尊礼、川畑幸夫、佐々憲三)

(括弧内は兼属委員。以下各分科とも同じ)

(2) 地震分科 萩原尊礼、広野卓藏、本多弘吉、井上宇胤、河角 広、松沢武雄、宮村攝三、中村左衛門太郎、表 俊一郎、佐々憲三、高橋竜太郎、和

達清夫、吉山良一、(本多 彪、飯田波事、池田徹郎、加藤愛雄、水上武、宮部直巳、武藤勝彦、永田武、西村英一、奥田豊三、須田院次、坪井忠二、津屋弘遠、吉松隆三郎)。

(3) 気象分科 荒川秀俊、畠山久尙、川畑幸夫、小平吉男、肥沼寛一、倉石六郎、滑川忠夫、大谷東平、正野重方、高橋浩一郎、吉武素二、(伊東鑑自、三宅泰雄、寺田一彦、宇田道隆)。

(4) 地球電磁気分科 萩原雄祐、長谷川万吉、今道周一、加藤愛雄、金原 淳、前田憲一、永田 武、太田柱次郎、力武常次、関戸彌太郎、田村雄一、上田弘之、吉松隆三郎、(畠山久尙、飯田波事、松山基範、宮部直巳、田山利三郎、和達清夫)

(5) 海洋分科 福富孝治、速水頌一郎、日高孝次、石橋雅義、木村喜之助、松平康男、中野猿人、新野弘、須田院次、寺田一彦、竹内能忠、宇田道隆、(荒川秀俊、木村健次郎、瀬野錦藏、菅原 健、高橋竜太郎、田山利三郎)

(6) 火山分科 本多 彪、岩崎岩次、水上 武、野口喜三雄、津屋弘遠、(福富孝治、加藤愛雄、木村健次郎、宮部直巳、三宅泰雄、永田 武、佐々憲三、高橋竜太郎、田山利三郎、和達清夫、吉山良一)

(7) 陸水分科 安芸峻一、伊東鑑自、木村健次郎、瀬野錦藏、菅原 健、(福富孝治、畠山久尙、速水頌一郎、日高孝次、石橋雅義、岩崎岩次、松平康男、三宅泰雄、中野猿人、野口喜三雄、竹内能忠、宇田道隆)。

第1回總會 1951年12月22日(土)9時—12時、日本学術会議講堂にて開催。出席者、田中館顧問、委員60名。坪井前委員長仮議長となり、新委員長の選挙を行う。投票結果次の如く、坪井忠二氏が再選された。(坪井30票、和達11票、長谷川5票、日高4票、松沢2票、畠山1票、計54票)。坪井新委員長議長となり、各分科ごとに別れて夫々前掲の主任幹事および兼属委員を決定のうえ、総会に報告承認した。次に在京各科主任中1名を委員長の相談役兼代理者としてえらぶことを委員長の指名によることが承認され、和達氏が指名されたが、永田・日高委員よりそれを副委員長とする提案があり、全員の賛成をえた。よつて津屋委員はあらためて投票を主張したが、多数決により、日高委員の投票を略して和達氏を副委員長とする案にきまつた。つぎに委員長より幹事の指名希望あり、力武氏が指名され、承認さ

れた。

各委員の自己紹介あり、特別委員会存続について、雪の分類に関する特別委員会は解散、標準海水、標準磁気儀については存続希望、地震予知については存廃決定をしばらく猶予されたいとのことであつた。

総会後非公式に地震分科専属委員があつたり、特別委員会等について意見を交換した。また地震学会との連結は当分宮村委員が担当することになった。

第1回地震分科会 1952年1月30日13時—17時30分東大震研会議室にて開催。出席者委員20名、他傍聴者多数。特別講演として八木健三氏(東北大)の「アメリカにおける地球物理、地球化学等の研究について」報告として井上委員の「最近製作した地磁気偏角計について」があり、ついで議事に入つた。まづ地球構造特別研究委員会新設の件を和達主任より提案、賛否両論あり長時間にわたり議論し決論をえず、決定は一時保留された。なお充分関係者の意向をきいて分科会において善処することになった。つぎに爆破地震動研究グループより研究委員会をつくつてほしいという申出があつたので和達主任よりその新設を提案され、全員賛成決定した。たゞしこの委員会の名称、委員数、等については決定せず、グループよりの申出を尊重しておつて決定されることとなつた。最後に予知委員会の存廃については当分決定をのばすことになり、ただ従来行つていた資料交換はいづれにせよやめないことが申合された。なおつぎの数項の申合せができた。(1) 分科会の議事録をなるべく詳しくつくる。(2) 開催通知は早く。(3) 地方委員には幹事より特に速報する。(4) 主任幹事会の議事録を各分科委員にもおくるよう申出す。(5) 学会などの際にも分科会を開く。(6) 各委員はなるべくくわしく連絡事項を関係者につたえ、その任務を全するようつとめる。(7) 分科会ごとに各委員は関係分野の研究現状を報告する。(宮村記)

国際測地地球物理連合の新役員 (1951年8月ブリュッセル会議決定)

President: Sydney, Chapman, Vice Presidents: J.A.B. Bjerknes, G. Cassinis, General Secretary: G. Laclavere.

1) Geodesy — President: Baeschlin, Vice President: de Graaff-Hunter, Cassinis, Secretary: Tardi, Executive Committee: Narlund, V. Meinesz, Lambert.

2) Seismology and Physics of the Earth's Interior — Pr.: Gutenberg, V. Pr.: Jeffreys, Caloi, Secr.: Rothé, Ex. Cm.: Lehman, Hiller, Tsuboi, Bonelli, Nanda.

3) Meteorology — Pr.: Ramanathan, V. Pr.: Rossby, Queney, Secr. Miegheem, Ex. Cm.: Mörihofer, Norman, Väisälä.

4) Oceanography — Pr.: Proudman, V. Pr.: Iselin, Rouch, Secr.: Mosby (Fleming), Ex. Cm.: Carruthers, Pettersson, Groen, Sverdrup.

5) Terrestrial Magnetism and Electricity — Pr.: Coulomb, V. Pr.: Bariels, Chapman, Secr.: Laursen, Ex. Cm.: Giesecke, Kaplan, Hasegawa, Malurkar, Rayner.

6) Volcanology — Pr.: Escher, V. Pr. Glangeaud, Verhogen, Secr.: Signore.

7) Hydrology — Pr.: Thijsee, V. Pr.: Marchi, Khosla, Secr.: Tison.

1952 年地震学会新委員会

新委員選挙の結果別掲(表紙裏)の方々が当選された。選挙は先例により前年度委員が実施した。予定定員 30 名のところ、才 30 位、才 31 位の方の得票が同数であつたので、共に当選として、31 名を新委員におねがいした。

3月1日才1回委員会を行い、委員長を選出、事務分担者として、別掲のように幹事を委員および委員外より委嘱した。また講演会および総会について相談した。

「地震」投稿規定

1. 原稿は400字詰原稿用紙に横書に認め、仮名は平仮名、外国語は片仮名又は原語を用いること。
2. 句読点、・等を明瞭に記入すること。
3. 地名、人名の読みにくいものには振仮名を付けること。
4. 数字は漢字を用いず、アラビア数字を用いること。
5. 引用文献等は最後に本文中の引用箇所の番号を附して記載のこと。
6. 挿図は墨で明瞭に書き、刷上り寸法又は縮率を必ず記入すること。図の中の文字は刷上り1mm以下にならぬこと。原稿に赤字で図の挿入場所を指定すること。
7. 原稿には必ず欧文題目と欧文要約（大体300語以内）を付けること。
8. 論文の長さは当分の間、刷上り6頁（400字詰原稿用紙約10枚）以内のこと。
9. 別紙は50部を贈呈し、それ以上は著者の負担（用紙を含む）とする。
10. 校正は当分の間編輯係に一任のこと。
11. 特殊な図版（折込、色刷等）は当分の間著者が費用を負担すること。
12. 挿図、表等の説明には欧文を用いること。
13. 数式、特に本文中の式はなるべく一行以上を占領せざる形（たとえば k/μ , $\sin\{(s\pi x/l)-(s\pi ct/l)\}$ のごとく）にかくこと。
14. 寄書は刷上り1頁未満（400字詰原稿用紙約2枚迄）とし、欧文題目をつけること。

昭和27年4月10日 印刷
昭和27年4月15日 発行

第2輯 第5巻 第1號

東京大學理學部地球物理学教室内

編輯發行
兼印刷者

地 震 学 会

代表者 萩 原 尊 礼

印刷所

合名会社 双 文 社

発行所

東京大學理學部
地球物理学教室内

地 震 学 会

（振替東京11918番）

ZISIN

JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Second Series

Vol. 5 No. 1

1952

ARTICLES

- On the Space Distribution Law of Earthquake Epicentre Y. TOMODA.... 1
- On a 13° Discontinuity of the Earth's Mantle Y. KISHIMOTO.... 7
- The Physical Properties of the Earth's Core H. MIKI....13
- On the Changes in the Heights of Yearly Mean Sea Levels..... S. SANO....19
- Levelling Survey along the Northern Coast of Bay of Ise S. SANO....23

CORRESPONDENCE

- A Simple Starter for Recording Earthquake Motion.....Y. TOMODA....28
- On a Trigger for High Sensitive SeismometerT. ASADA and N. DEN....29

Published

by

the Seismological Society of Japan,
c/o Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University
Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan